



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Fabrizio Nestola

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA

E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI DEI DATI DEL MONITORAGGIO
IDROGEOLOGICO RELATIVI AL
PROGETTO DI AMPLIAMENTO DELLA
LINEA FERROVIARIA TRA FORTEZZA E
PONTE GARDENA (BZ)**

Relatore: Prof. Leonardo Piccinini
Correlatori: Prof.ssa Christine Meyzen
Dott. Gianluca Benedetti
Dott. Andrea Scuri
Dott. Stefano Rodani

Laureando: Gianluca Musoni

Matr. 1151940

ANNO ACCADEMICO 2017 / 2018

Indice

1.	INTRODUZIONE	1
1.1.	PRESENTAZIONE DEL PROGETTO	2
1.1.1.	Lotto 1: Fortezza-Ponte Gardena.....	7
2.	INQUADRAMENTO	10
2.1.	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	10
2.2.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
2.2.1.	Stratigrafia	15
2.2.2.	Tettonica	22
2.3.	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.....	24
3.	MODELLO IDROGEOLOGICO CONCETTUALE	26
4.	MONITORAGGIO IDROCHIMICO	32
4.1.	DATABASE IDROCHIMICO ED ISOTOPICO	32
4.2.	BILANCIO IONICO.....	35
4.3.	DIAGRAMMA DI SCHOELLER.....	36
4.4.	RAFFINAMENTO FINALE	39
4.5.	FACIES IDROCHIMICA E DIAGRAMMI DI PIPER	40
4.6.	DATAZIONE TRAMITE TRIZIO.....	44
4.7.	SPETTRI DI ARRICCHIMENTO/IMPOVERIMENTO.....	49
4.7.1.	Suddivisione in base a tipologia e facies idrochimica.....	50
4.8.	CLUSTER ANALYSIS (CA).....	55
4.8.1.	Spettri delle classi individuate con la CA.....	60
4.9.	Principal Component Analysis (PCA)	73
4.9.1.	PCA su tutti i punti	78
4.9.2.	PCA sulle Cluster Classes	84
5.	SORGENTE GRUBERWIESEN.....	94
5.1.	UBICAZIONE E CARATTERISTICHE	94
5.2.	ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	96
5.3.	BACINO DI ALIMENTAZIONE	97
5.4.	MONITORAGGIO	98
5.5.	IDROGRAMMA E ANNI IDROLOGICI.....	99
5.5.1.	Deflussi.....	100
5.6.	RILEVAMENTO GEOLOGICO ED IPOTESI SUL BACINO DI ALIMENTAZIONE	101
5.7.	PRECIPITAZIONI.....	105
5.7.1.	Afflussi	109
5.8.	STIMA DEL COEFFICIENTE DI ESAURIMENTO.....	111
5.9.	AUTOCORRELAZIONE E CROSS-CORRELAZIONE	122
5.9.1.	Autocorrelazione	122
5.9.2.	Cross-Correlazione	125
5.10.	EVOLUZIONE E CAMBIAMENTI CLIMATICI	127
5.11.	CONSIDERAZIONI	129
6.	CONCLUSIONI.....	131
7.	BIBLIOGRAFIA	133

1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro di tesi si basa sull'analisi e l'elaborazione di una grande mole di dati idrogeologici e chimico-fisici raccolti dalla società di ingegneria ENSER S.r.l. su: pozzi, piezometri, sorgenti e torrenti, raccolti nell'ambito del monitoraggio ambientale del progetto di Quadruplicamento della Linea Ferroviaria Fortezza – Verona ed in particolare della tratta Fortezza – Ponte Gardena. Nel dettaglio i dati sono raccolti nel corso degli ultimi cinque anni durante l'esecuzione dei progetti prima preliminare e poi esecutivo.

È stata una grande opportunità quella di poter accedere ad un database così ampio e completo di dati e studi, svolti nella massima professionalità da un team di esperti del settore. Inoltre, ho potuto vivere in prima persona alcune fasi del monitoraggio ambientale, cosa che mi ha permesso di svolgere attività di campagna e di acquisire dimestichezza con le strumentazioni e i metodi di campionamento delle acque.

L'acqua è la risorsa fondamentale di questo pianeta, di fatto è l'unica che sia veramente necessario tutelare e proteggere. Per fare questo è d'obbligo lo studio approfondito come strumento di conoscenza, perché maggiore sarà la consapevolezza del valore del “principio di tutte le cose” e di una sua gestione responsabile, maggiori saranno le nostre capacità di permettere a tutti di fruirne, ora e in futuro.

Gli obiettivi di questa tesi sono stati principalmente due:

- * L'analisi dei dati idro-chimici come conferma del modello idrogeologico concettuale adottato;
- * Il rilevamento e l'analisi di dettaglio della sorgente Gruberwiesen, la più importante dell'area.

Per fare ciò sono stati adottati diversi approcci, spaziando in diversi ambiti dell'idrogeologia. Riguardo alle analisi è stata seguita un'impostazione geochemica, perseguendo l'obiettivo di ottenere una classificazione che si basasse sulla maturità delle acque; in aggiunta a questo sono stati approfonditi i risultati ottenuti tramite l'utilizzo di tecniche di statistica multivariata. È stato operato un rilevamento geologico-geomorfologico di campagna di dettaglio, associato ad un'analisi di immagini satellitari e DTM tramite Sistema Informativo Geografico (GIS).

Sempre attraverso GIS è stato condotto un confronto di tipo idrologico tra precipitazioni areali e deflussi attraverso la sorgente che sottende quell'area. A questo si aggiunge l'analisi delle curve di esaurimento sull'idrogramma di questa sorgente, associata alle tecniche di Autocorrelazione e Cross-Correlazione utilizzate al fine di indagare le relazioni tra precipitazioni e ricarica dell'acquifero.

Nel prossimo paragrafo verrà presentato il progetto alla base delle campagne di monitoraggio che hanno permesso l'acquisizione dei dati, nel secondo capitolo sarà esposto l'inquadramento dell'area in studio; nel terzo capitolo viene mostrato il modello idrogeologico concettuale ipotizzato. All'interno del quarto capitolo le elaborazioni che riguardano le analisi chimiche relative a tutta l'area e nel quinto capitolo sarà esposto il lavoro di dettaglio sulla sorgente Gruberwiesen. Nel capitolo finale saranno esposte conclusioni e considerazioni sui risultati ottenuti in questo lavoro.

1.1.PRESENTAZIONE DEL PROGETTO

La grande quantità di dati utilizzata per le elaborazioni che hanno permesso la stesura di questa tesi deriva dal lavoro di campagna di ENSER S.r.l. svolto dal 2013 al 2018, come parte della caratterizzazione geologica e idrogeologica dell'area tra Fortezza e Ponte Gardena, nella Provincia Autonoma di Bolzano, svolto per conto di Italferr S.p.A., società di ingegneria ferroviaria del gruppo Ferrovie dello Stato Italiane. Questa caratterizzazione si colloca all'interno degli studi preliminari per un progetto di potenziamento infrastrutturale, la costruzione della nuova linea ferroviaria che collegherà Italia e Austria.

Nello specifico, si tratta del progetto "Asse ferroviario Monaco-Verona; accesso sud alla Galleria di base del Brennero, quadruplicamento della linea Fortezza-Verona; Lotto 1: Fortezza-Ponte Gardena". A sua volta, questo è in continuità con il progetto di costruzione della Galleria di Base del Brennero (Brenner Basistunnel, BBT), che collegherà le località transfrontaliere di Innsbruck e Fortezza, fornendo una via alternativa allo storico valico. L'opera si colloca all'interno di una serie di sviluppi infrastrutturali progettati al fine di potenziare la rete di trasporti a livello europeo. Infatti, la Galleria di Base del Brennero con l'annesso quadruplicamento della linea Fortezza-Verona, cioè l'accesso sud alla suddetta galleria, sono elementi di potenziamento dell'asse ferroviario Monaco-Verona.

L'asse in questione a sua volta è parte del progetto più ampio di una rete trans-europea, il progetto TEN-T (Trans-European Networks – Transport), ed in particolare è il nucleo

centrale dell'asse ferroviario Berlino-Verona/Milano-Bologna-Napoli-Messina-Palermo (Fig. 1.1). Questo collegherà i principali centri lungo il tracciato e servirà ad aumentare la capacità di trasporto, oltre che a deviare il traffico dalla gomma al ferro specialmente nelle zone montane. Il programma TEN-T è stato promosso dalla commissione europea per supportare la costruzione e il miglioramento delle infrastrutture dell'Unione Europea tramite finanziamento con fondi comunitari.

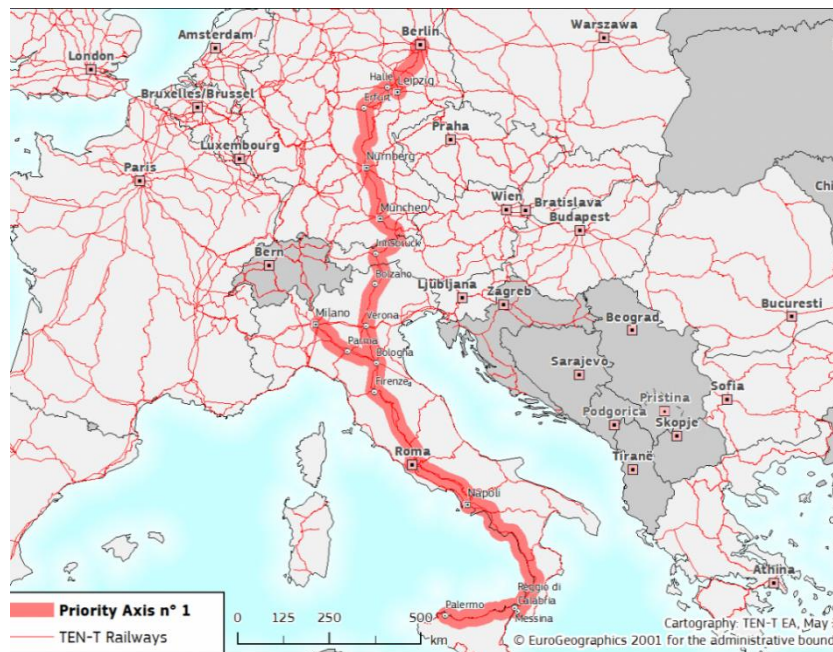


Figura 1.1 – Asse ferroviario Berlino-Palermo (TEN-T, 2014).

Questo programma, iniziato nel 2006, ha gestito per conto della comunità europea i finanziamenti per tutti i progetti rappresentanti ogni modalità di trasporto: aereo, ferroviario, stradale, marittimo e lungo le acque interne, coinvolgendo tutti gli stati membri dell'UE fino al 2013. Dal 2014 prende il nome di INEA (Innovation and Networks Executive Agency) portando avanti i progetti del precedente programma. In cima alla lista delle priorità di questo programma c'è proprio il *Core Corridor* europeo Scandinavia-Mediterraneo, di collegamento tra Helsinki e La Valletta, che passa per il Centro Europa, la dorsale tirrenica e le principali città siciliane.

Come già detto, il nodo centrale dello sviluppo di questa linea è la Galleria di Base del Brennero, un'opera ambiziosa e complessa, di cui di seguito verranno elencate le caratteristiche principali.

La Galleria di Base del Brennero si svilupperà per una lunghezza di circa 55 km tra le stazioni di Fortezza (BZ) e di Innsbruck (Austria), dove si innesterà in sotterranea nell'esistente circonvallazione, anch'essa in galleria, raggiungendo una lunghezza complessiva di 64 km. Principalmente la Galleria di Base servirà il trasporto merci, favorendo lo spostamento del traffico pesante dalla strada alla rotaia. Tuttavia, la galleria potrà essere utilizzata anche per il trasporto passeggeri. Grazie all'abbattimento quasi totale delle pendenze (la pendenza longitudinale infatti è compresa tra il 4‰ e il 6,7‰; Fig. 1.2), i treni in transito non dovranno affrontare più le impegnative salite e discese della linea esistente, risalente al 1867. Il trasporto pubblico locale potrà svolgersi sulla linea storica in modo più efficiente, veloce e cadenzato, mentre sul nuovo tratto in galleria da Fortezza ad Innsbruck, più corto di 20 km rispetto all'attuale, spariranno i tempi per il cambio trazione, oggi differente tra Italia e Austria, riducendo di un terzo il tempo di percorrenza per i treni più veloci: dagli attuali 75 minuti a 25 minuti (dati Ferrovie dello Stato Italiane).

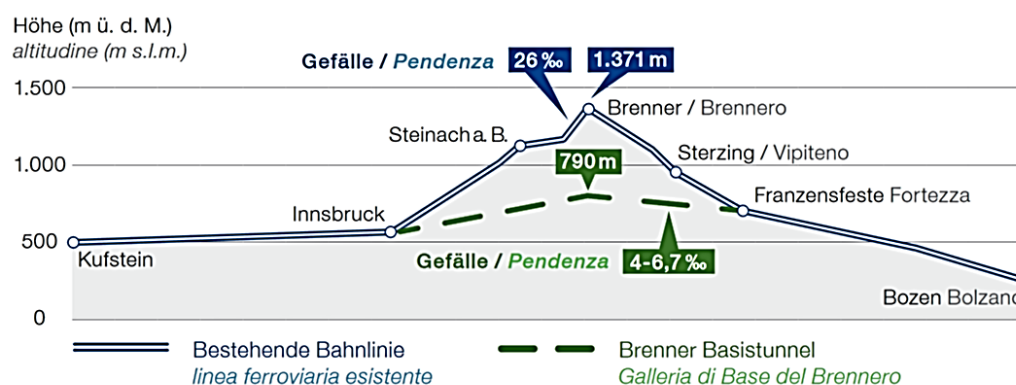


Figura 1.2 – Sezione longitudinale del progetto per il BBT (BBT-SE, 2018).

Il costo a vita intera della Galleria di Base del Brennero è di 8.8 miliardi di euro, finanziati in egual misura da Italia e Austria e cofinanziati in parte al 40% e in parte al 50% dall'Unione Europea. Dall'avvio dei lavori nel 2008 ad oggi sono stati scavati oltre 62 dei 230 km complessivi per la costruzione della Galleria di Base del Brennero. Circa il

70% della Galleria di Base del Brennero viene scavata con metodo meccanizzato, ossia tramite *Tunnel Boring Machine* (TBM), il restante 30% con metodo tradizionale tramite esplosivi. Dal 2019 saranno impiegate almeno sei TBM contemporaneamente.

Il progetto comprende due gallerie a singolo binario, una per senso di marcia, collegate tra loro ogni 333 m tramite cunicoli trasversali. Percorrerà una lunghezza di 55 km, da Fortezza a Innsbruck, arrivando fino a Tulfes, per un totale di 64 km. La velocità di progetto è di 160 km/h per treni merci e di 250 km/h per i treni passeggeri. La Galleria di Base del Brennero si comporrà quindi di tre canne: due gallerie principali a singolo binario distanziate fra loro di circa 60 metri e un cunicolo esplorativo interposto fra le due gallerie principali ad una quota più bassa di 12 metri (Fig. 1.3).

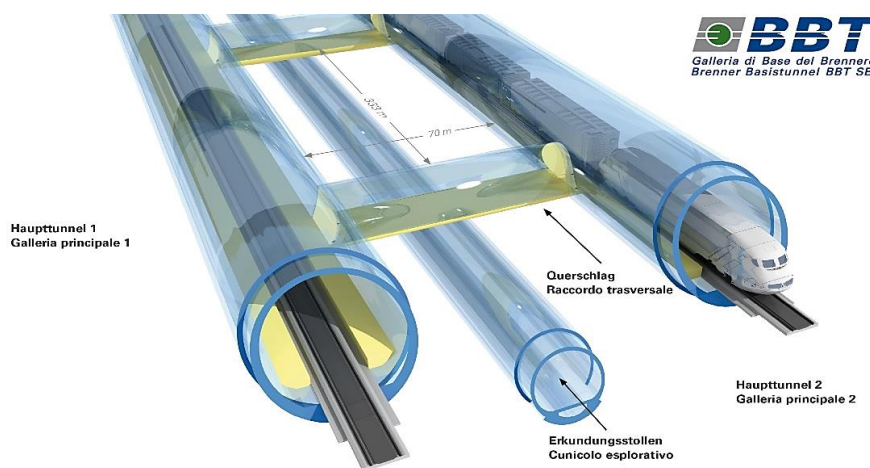


Figura 1.3 – Gallerie principali e cunicolo esplorativo.

Complessivamente, la Galleria di Base del Brennero prevede la realizzazione di 230 km di gallerie e cunicoli realizzati dalla società europea BBT “Galleria di Base del Brennero– Brenner Basistunnel BBT SE”, partecipata al 50% dalla società austriaca “ÖBB Infrastruktüre” e dalla società italiana TFB. Quest’ultima è controllata da Rete Ferroviaria Italiana S.p.A., azionista di maggioranza, e vede fra i soci anche la Provincia Autonoma di Bolzano, la Provincia Autonoma di Trento e la Provincia di Verona.

La realizzazione del progetto è stata articolata in lotti, così suddivisi da nord a sud:

- in Austria:
 - * Tulfes–Pfons: è il lotto più settentrionale dell’opera, attualmente in realizzazione. Comprende circa 39 km di gallerie tra cui il cunicolo di soccorso della circonvallazione di Innsbruck.
 - * Pfons–Brennero: il lotto, attualmente in fase di gara, prevede la realizzazione di circa 67 km di gallerie e cunicoli.
- in Italia:
 - * Mules 2-3: è il lotto più esteso della galleria di base del Brennero, prevede la realizzazione di circa 69 km fra il Brennero e Mules e da Mules fino al confine con il lotto del sottoattraversamento del fiume Isarco.
 - * Sottoattraversamento dell’Isarco: comprende il tratto della Galleria di Base che, passando nel fondo della Valle d’Isarco, sviluppandosi per 6 km attraverserà da sotto il Fiume Isarco e le infrastrutture ferroviarie e stradali esistenti (strada statale SS12, ferrovia del Brennero, autostrada del Brennero).

In continuità con questi verrà realizzata la linea di accesso da sud (Fortezza-Verona).

La linea di accesso da sud costituisce il quadruplicamento dell’attuale linea ferroviaria, per la maggior parte in variante rispetto all’esistente tracciato. Quattro i lotti prioritari che saranno realizzati da RFI per una lunghezza complessiva di circa 185 km:

- * Lotto1: Tratta Fortezza - Ponte Gardena. Il progetto prevede la realizzazione di un nuovo tracciato ferroviario, circa 25 km, di cui 22 in galleria, dall’interconnessione di Fortezza alla stazione di Ponte Gardena. Le due nuove gallerie saranno collegate da un tratto di linea in viadotto sul fiume Isarco. La massima pendenza sarà ridotta dall’attuale 22‰ al 12‰. Questo lotto rappresenta l’area di studio di questo elaborato (Fig. 1.4).
- * Lotto 2: Circonvallazione ferroviaria di Bolzano. La circonvallazione ferroviaria permetterà di separare i flussi di traffico merci da quello viaggiatori (regionali e media-lunga percorrenza). La deviazione ferroviaria eviterà anche il transito dei treni merci nell’abitato di Bolzano.
- * Lotto 3: Circonvallazione ferroviaria di Trento e Rovereto. La circonvallazione ferroviaria permetterà di separare i flussi di traffico merci da quello viaggiatori. La deviazione ferroviaria permetterà di bypassare le aree urbane di Trento e

Rovereto. La nuova linea avrà origine a Roncafort, nei pressi dell'interporto di Trento, per connettersi alla linea esistente in località Marco, a sud di Rovereto, dopo circa 30 km. Saranno realizzate anche due gallerie (una di circa 12 km, l'altra di circa 17 km), a doppia canna.

- * Lotto 4: Ingresso da Nord nel Nodo ferroviario di Verona. Il nuovo tracciato ferroviario, circa 9,5 km, si svilupperà parte in affiancamento alla linea esistente e parte in variante di tracciato.

Inoltre, sono stati individuati ulteriori lotti di completamento:

- * Lotto 5: Bronzolo (località Ora) - Trento (nord);
- * Lotto 6: Rovereto (località Mori) - Pescantina (VR);
- * Lotto 7: Ponte Gardena (nord) - Prato Isarco (sud)

L'investimento economico complessivo della linea Verona - Fortezza (lotti prioritari) è pari a circa 5 miliardi di euro. I primi lavori di scavo della Galleria di Base del Brennero sono iniziati nel 2008. L'avvio dei lavori della linea da sud Fortezza - Ponte Gardena è previsto nel 2019. L'opera, comprese le linee italiane di accesso, dovrebbe essere conclusa entro il 2027.

1.1.1. Lotto 1: Fortezza-Ponte Gardena

Per quanto riguarda il lotto di interesse per questo lavoro, ossia la tratta Fortezza-Ponte Gardena, l'approvazione del progetto definitivo è avvenuta tramite delibera del Comitato Interministeriale per la Programmazione Economica del 3 marzo 2017, insieme alla relativa copertura finanziaria. Questa è stata pubblicata sul n. 131 della Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana del 8 giugno 2017. Di seguito le informazioni ricavate da tale documento.

Il tracciato si caratterizza per la presenza di opere quasi interamente in sotterraneo e costituite da due principali gallerie naturali di linea denominate rispettivamente "Scaleres" e "Gardena", intervallate da un breve tratto allo scoperto in attraversamento della Valle dell'Isarco; le opere principali da realizzare sono le seguenti:

- * il sistema di galleria "Scaleres", galleria naturale a doppia canna di lunghezza pari a 15.4 km circa, comprendente le gallerie di interconnessione di Fortezza, il posto di comunicazione semplice "Scaleres", la finestra di Aica-Varna e le gallerie di

smarino “Forch”, la finestra di Albes, i cunicoli trasversali di collegamento nonché altre opere funzionali al sistema e alla galleria;

- * il “ponte Isarco” tra le gallerie “Scaleres” e “Gardena”, di lunghezza di circa 220 m, che si configura come l’opera di maggiore significatività architettonica dell’intero lotto;
- * il sistema di galleria “Gardena”, galleria naturale a doppia canna di lunghezza pari a 6.3 km circa per il binario pari e di 5.8 km per il binario dispari, comprendente la finestra di Chiusa, il posto di comunicazione doppio, le gallerie di interconnessione di Ponte Gardena, i cunicoli trasversali di collegamento nonché altre opere funzionali al sistema e alla galleria.

Il costo a vita intera del lotto 1 Fortezza - Ponte Gardena, è pari a circa 1,478 milioni di euro, di cui 14 milioni di euro a valere su risorse della Unione Europea destinate al finanziamento della Rete transeuropea di trasporto (TEN-T) per il periodo 2007-2013 (GU 131 del 8.6.17).

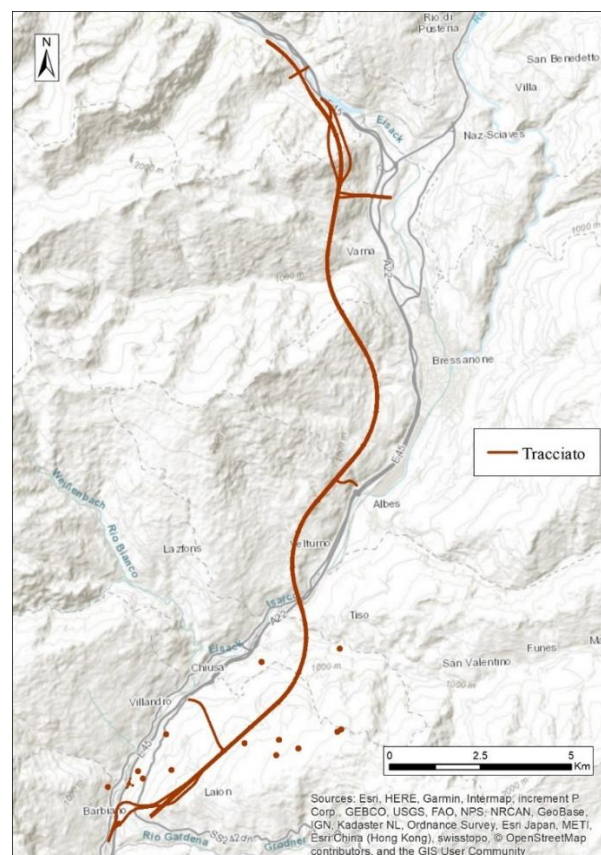


Figura 1.4 – Tracciato di progetto per la linea ferroviaria Fortezza-Ponte Gardena

Per quanto riguarda i lavori svolti da ENSER S.r.l., questi hanno compreso rilievi geologici, geomorfologici ed idrogeologici di terreno che hanno interessato una porzione di territorio rappresentativa nell'intorno del tracciato in progetto. Sono state inoltre eseguite indagini geognostiche, sia di tipo diretto che di tipo indiretto. Ai rilievi di terreno si è affiancato lo studio fotogrammetrico con particolare attenzione al modello digitale del terreno della Provincia Autonoma di Bolzano ottenuto da immagini LIDAR.

Per la caratterizzazione geomeccanica dei litotipi affioranti sono state realizzate stazioni di misura geostrukturali che hanno riguardato le varie formazioni interessate dall'opera. Le attività geognostiche hanno compreso l'esecuzione di sondaggi a carotaggio continuo spinti fino alla profondità massima di 615 m, di sondaggi a distruzione di nucleo e di indagini geofisiche di tipo sismico, elettrico e magnetotellurico (ENSER, 2018).

2. INQUADRAMENTO

2.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area in studio si colloca in Trentino Alto-Adige, precisamente nel territorio della Provincia Autonoma di Bolzano (Fig. 2.1). La zona che verrà interessata da questo progetto si estende da nord a sud lungo la direttrice che coincide con la Val d'Isarco (Fig. 2.2).

In un'area di circa 400 km² vengono monitorate le acque, sotterranee e superficiali, che afferiscono a 7 bacini idrografici diversi (Fig. 2.3), individuati sulla base delle zone che saranno attraversate dal tracciato della linea ferroviaria in progetto.

Questi bacini a loro volta sono tributari dell'Isarco in destra e sinistra idrografica.

In destra idrografica al fiume Isarco si trovano i bacini di:

- * Varna Nord;
- * Varna Sud;
- * Bressanone;
- * Snodres;
- * Chiusa.

In sinistra idrografica:

- * Funes;
- * Laion.

Tra questi Funes e Varna Sud coincidono con dei bacini ben delimitati e che fanno riferimento ad un corso d'acqua principale, che sono rispettivamente il Rio Funes e il Rio Scaleres. Gli altri sono stati individuati sulla base delle aree di influenza delle precipitazioni sui punti di monitoraggio, anche qualora non rappresentassero dei bacini completamente sviluppati.

L'area fa parte delle alpi retiche orientali, confina a est con il gruppo della Plose e a ovest con le Alpi Sarentine. È compresa tra la val Pusteria a nord e la val di Funes a sud.

È un territorio prevalentemente montuoso, fatto salvo il fondovalle dell'Isarco e delle valli laterali. Le quote vanno dai 411 m s.l.m. del fondovalle nei pressi dell'abitato di

Ponte Gardena nella parte meridionale, ai 2742 m s.l.m. della cima San Giacomo nell'zona occidentale. Il clima è relativamente poco piovoso (Isotta et al., 2013) con inverni rigidi e caratterizzati da abbondanti precipitazioni di carattere nevoso. Le piogge si concentrano nei mesi estivi, con una media di 778 mm/anno (stazione meteorologica di Bressanone-Varna, dati 2013-2018).

Il centro abitato principale è Bressanone con 21.688 abitanti (dato ISTAT, 2017).

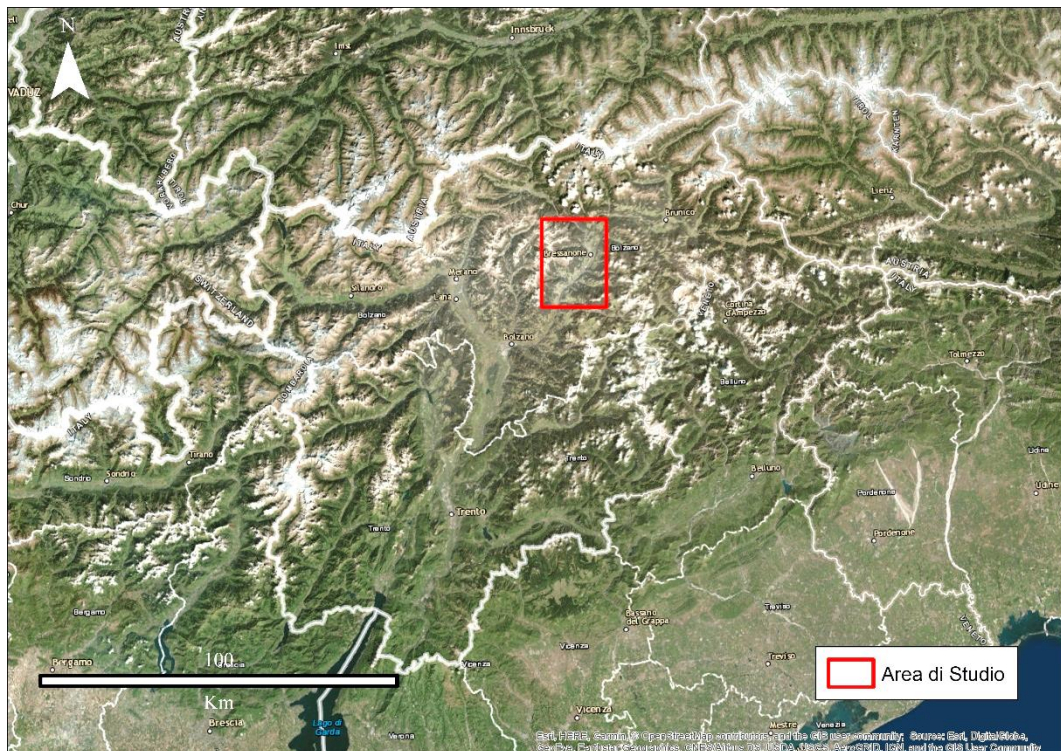


Figura 2.1 – Ubicazione dell'area in studio.

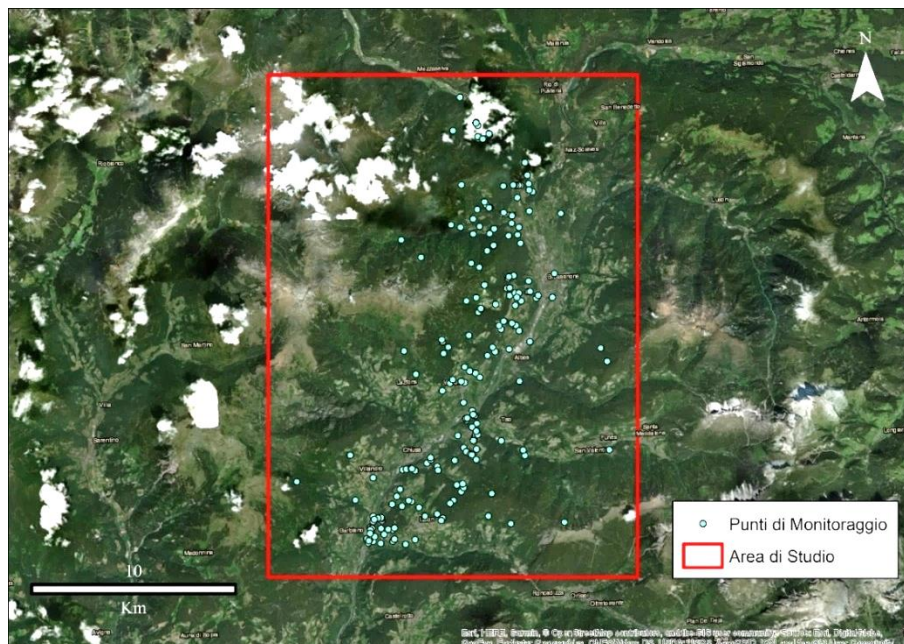


Figura 2.2 – Punti di monitoraggio.

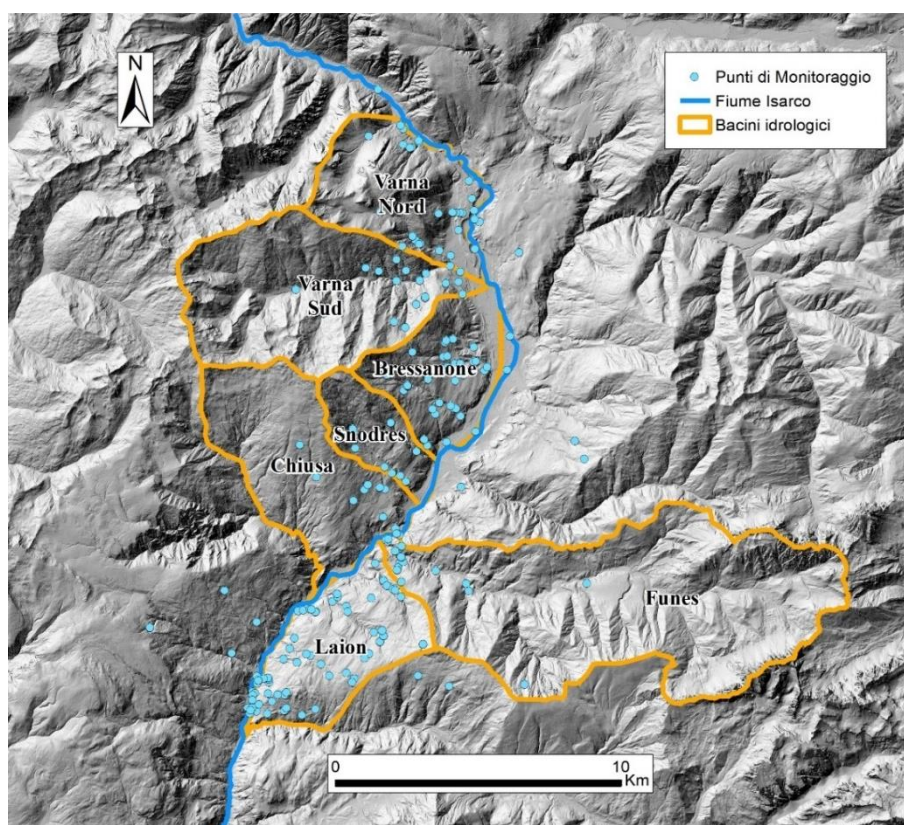


Figura 2.3 – Fiume Isarco e sottobacini laterali.

2.2.INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area interessata dal presente lavoro si colloca in uno dei settori più complessi delle Alpi orientali, in prossimità della linea Insubrica, noto sistema di faglie che separa le unità Europa vergenti da quelle Africa vergenti (Laubscher, 1985). L'area rilevata si sviluppa a sud di tale lineamento, nel dominio Sudalpino o delle Alpi Meridionali, caratterizzato da un basamento ercinico e da successioni vulcaniche e sedimentarie di età permo-mesozoica (Fig. 2.4 e Fig. 2.5).

Nel settore in studio è presente un basamento metamorfico composto dalle litologie prevalentemente filladiche del Gruppo di Bressanone, il quale è associato ad intercalazioni di porfiroidi (unità meta-vulcaniche acide). Durante il Permiano hanno preso posto importanti corpi intrusivi (Dioriti di Chiusa, Granito di Bressanone): questi estesi plutoni hanno imposto una fase di metamorfismo termico conservato nelle filladi incassanti, modificate nelle zone di contatto in cornubianiti a cordierite, biotite statica ed andalusite. A sud della Val Gardena, fuori dall'area di studio, ed in parte della Val di Funes sono presenti le estese coperture vulcanosedimentarie del Gruppo Vulcanico Atesino; quest'ultime assieme ai corpi intrusivi di Chiusa e Bressanone non denotano nessun tipo di metamorfismo riconducibile all'orogenesi Ercinica, e forniscono ulteriori informazioni su come l'evento tettonico Alpino non abbia raggiunto condizioni P-T necessarie per lo sviluppo di facies metamorfiche.

Il substrato roccioso è spesso coperto da depositi Quaternari (Pleistocene Sup. – Olocene) che schematicamente si possono raggruppare in: depositi colluviali nei tratti di fondovalle delle aste vallive principali (Val Isarco e Val di Funes) e alla base dei versanti affacciati su queste valli, depositi alluvionali, depositi glaciali/fluvioglaciali e depositi lacustri attribuibili alle fasi glaciali-interglaciali susseguitesesi a partire dal medio Pleistocene.

Il basamento cristallino del sudalpino costituisce la maggior parte del volume roccioso interessato dall'opera in progetto. Questo è costituito da una potente sequenza di rocce filladiche e quarzo/filladiche che in determinate porzioni sono intervallate da lenti ricche in grafite e da metavulcaniti acide (porfiroidi Auct.).

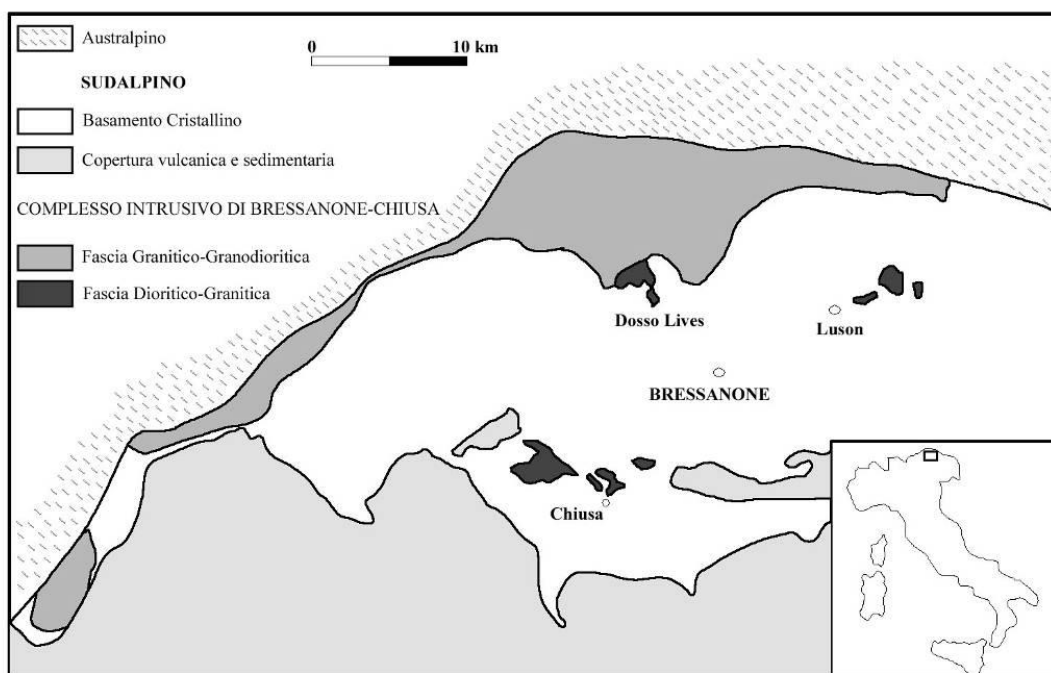


Figura 2.4 – Domini geologici dell'area (da Bargossi et al., 1998).

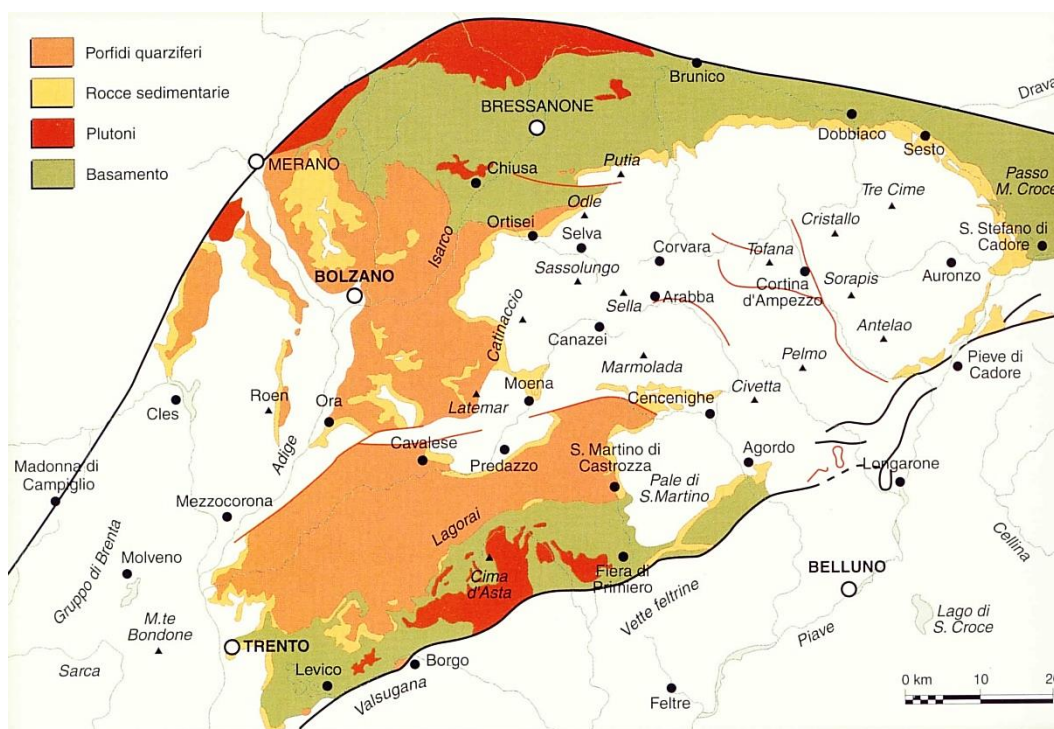


Figura 2.5 – Principali unità geologiche dell'area (da Bosellini, 1989).

2.2.1. Stratigrafia

La sequenza stratigrafica nell'area oggetto di studio è rappresentata dalle seguenti associazioni litologiche, descritte a partire dal basamento verso i termini più recenti. (Fig. 2.6).

BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO

Si tratta di una unità costituita da:

Filladi a granato (BSS): si tratta di rocce filladiche caratterizzate da porzioni più ricche in quarzo od a prevalenti fillosilicati con vene/letti di quarzo bianco rimobilizzato ed intercalato alla scistosità. Il colore della roccia è tipicamente grigio su cui spiccano i fillosilicati tipo muscovite. Si rinvencono granati di dimensione variabile, intercalati alla foliazione. (Fig. 2.7)

Filladi ricche in quarzo (BSSa): si tratta di una alternanza di filladi ricche in quarzo, quarziti filladiche e livelli più prettamente filladici. La scistosità appare meno evidente rispetto alle altre unità filladiche dotando quindi la roccia di un aspetto generalmente più massivo (porzioni più prettamente quarzitiche).

porfiroidi (p): all'interno delle filladi ricche in quarzo (BSSa) sono presenti lenti e corpi di porfiroidi costituiti da meta-vulcaniti e meta-vulcanoclastiti acide (protoliti probabilmente riolitici, riodacitici), che presentano una struttura massiccia o leggermente foliata. I porfiroidi hanno una composizione mineralogica comprendente microclini, sanidini, ortoclasti, plagioclasti, mica, clorite, epidoto e quarzo. Talvolta il loro aspetto è di tipo granitoide con colorazione variabile dal bianco lattiginoso al rossiccio.

Filladi carboniose (BSSC): si tratta di filladi quarzifere alternate a lenti più o meno potenti (anche decine di metri) contenenti grafite, quarzo, mica, $\pm$ titanite/ilmenite.

Formazione di Gudon (FMG in Fillade quarzifera di Bressanone Auct.): i litotipi dell'unità qui definita come formazione di Gudon sono costituiti da intercalazioni di anfiboliti (anfiboliti metagabbri in Rofner et al., 2010) ad anfibolo verde (actinolite), albite, clorite ed epidoto in individui da submillimetrici a centimetrici e metabasalti che hanno mantenuto la loro composizione originaria.

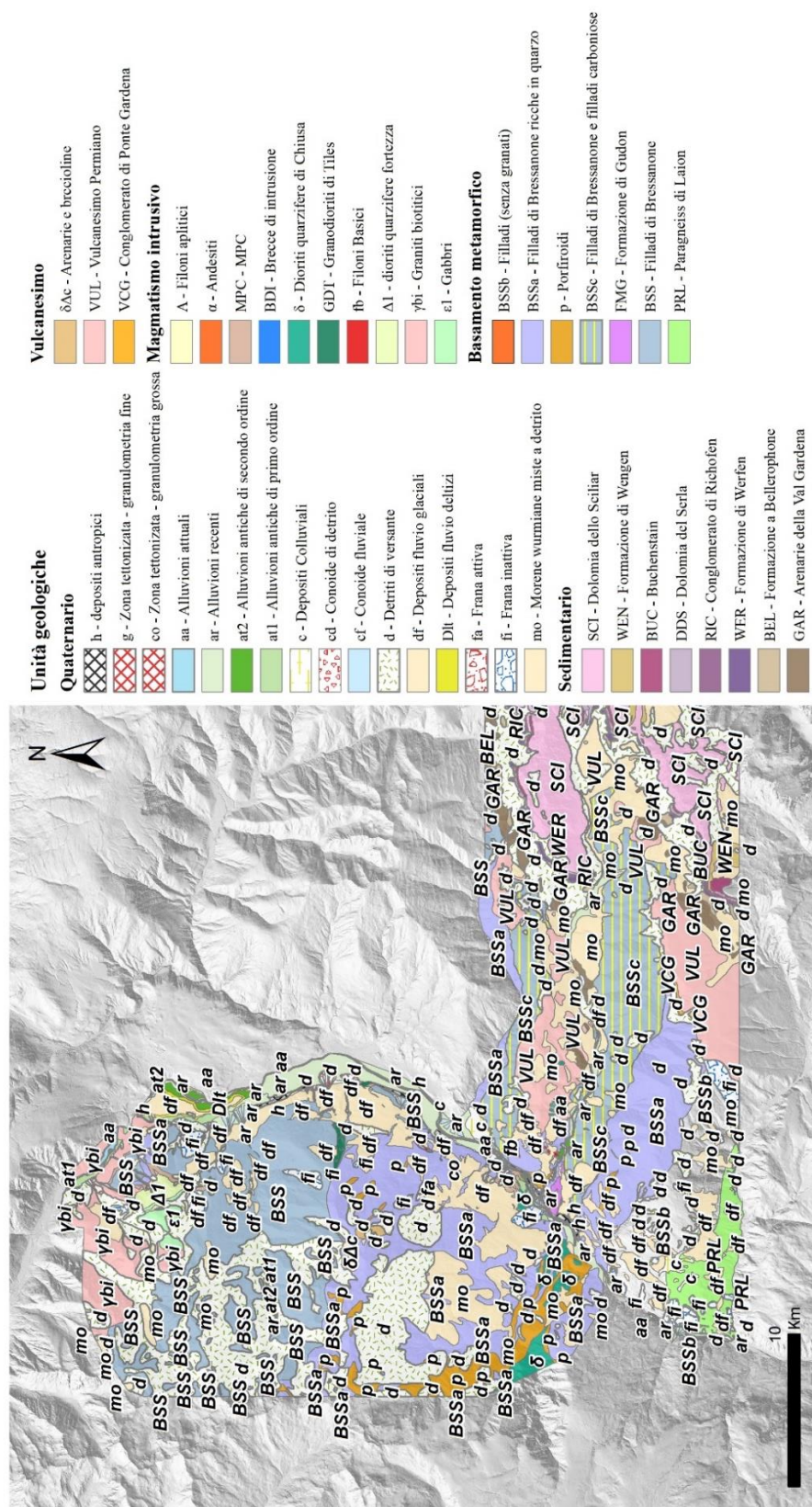


Figura 2.6 – Carta geologica realizzata a cura di ENSER s.r.l. sulla base di un rilevamento di dettaglio in scala 1:5.000.

Filladi (BSSb in Fillade quarzifera di Bressanone Auct.): i litotipi compresi in questa unità sono costituiti da filladi caratterizzate da percentuali variabili di quarzo, passanti a facies a prevalenti fillosilicati con vene/letti di quarzo bianco rimobilizzato in fase duttile durante le deformazioni erciniche, intercalate a livelli di micascisti.

Paragneiss di Laion (PRL in Fillade quarzifera di Bressanone Auct.): è costituita da gneiss e quarziti di colore chiaro che presentano una struttura massiccia, spesso interessata da intensa fratturazione fino a raggiungere facies cataclastiche, alternati a filladi quarzifere di color grigio plumbeo con il quarzo intercalato alla scistosità (metapeliti a mica, quarzo, $\pm$ calcite).



Figura 2.7 – Filladi nella zona della Val Scaleres.

INTRUSIONI PERMIANE

Gabbro (E1): roccia macrocristallina, formata principalmente da plagioclasio e pirosseni.

Granito di Bressanone Auct., graniti biotitici, granodiorite (γ_{bi}): si tratta di litotipi rappresentati da granito biotitico a struttura granulare con cristalli di feldspato potassico, plagioclasio, quarzo e biotite, a grana media o medio-grossa, e da granodioriti, in genere a grana più fine, caratterizzate da anfiboli dalle dimensioni millimetriche. Il Granito di Bressanone si presenta come roccia massiccia con una densità di fratturazione media che

aumenta nelle vicinanze delle faglie. Si presentano tipici fenomeni di alterazione e cloritizzazione lungo le discontinuità.

Dioriti quarzifere di Fortezza ($\Delta 1$): dioriti con presenza di quarzo microcristallino, riconducibili alla famiglia dei graniti calcalcalini di Bressanone.

Granodioriti di Tiles (GDT): micrograniti, dioriti e granodioriti a feldspato, biotite, pirosseno e quarzo.

Brecce di Intrusione (BDI): brecce ad elementi vulcanici e cemento principalmente siliceo (con presenza di carbonato secondario) con clasti a spigoli vivi associate all'intrusione della Granodiorite di Tiles.

Dioriti quarzifere di Chiusa (δ): roccia di colore grigio più o meno scuro, a grana piuttosto minuta, costituita da plagioclasio sodico-calcico associato ad anfiboli, pirosseni e miche con inclusioni di quarzo.

Aureola di Contatto/Cornubianiti (MPC): in questa unità si raggruppano i litotipi che hanno subito metamorfismo di contatto per effetto dei corpi intrusivi quali il Granito di Bressanone e le Dioriti di Chiusa. L'aspetto in affioramento dell'aureola di contatto è solitamente quello di una roccia molto dura di colore scuro. Nelle filladi la scistosità originale tende a scomparire, così come i noduli di quarzo, in quanto lo stesso è stato rimobilizzato in fase di metamorfismo di contatto. (Fig. 2.8)

DEPOSITI SEDIMENTARI E VULCANITI PERMIANE

Conglomerato di Ponte Gardena (VCG): conglomerato ad elementi poco evoluti derivanti in gran parte dallo smantellamento del basamento cristallino e in misura minima dei primi prodotti dell'attività vulcanica permiana.

Vulcanismo Permiano indifferenziato (VUL): in questo gruppo sono state raccolte, indifferenziate, le rocce di origine vulcanica afferenti al Gruppo Vulcanico Atesino. Esso comprende lave andesitiche, trachandesitiche, dacitiche e riolitiche con intercalazioni anche importanti di piroclastiti, ignimbriti e filoni basici.

Andesiti e trachandesiti (α): corpi filoniani andesitici mineralogicamente costituiti da microcristalli di plagioclasio, anfiboli e pirosseni, con struttura nella maggior parte dei casi porfirica.

Breccioline ($\delta\Delta c$): brecce vulcaniche.



Figura 2.8 – Filladi metamorfosate a monte del Rio Spelonca.

SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-TRIASSICA

Tale successione sedimentaria affiora unicamente nell'alta Val di Funes.

Arenaria di Val Gardena (GAR): arenarie feldspatico-quarzose di colore prevalentemente rosso vinato, alternate a banchi giallognoli o grigiastri, con frequenti intercalazioni siltose ed argillitiche, conglomeratiche (nella porzione inferiore) e marnoso-carbonatiche (alla sommità); *Permiano Superiore*.

Formazione a Bellerophon (BEL): dolomie, marne, evaporiti (gessi e anidriti), e calcari micritici scuri fossiliferi a Foraminiferi, Molluschi, alghe calcaree e Ostracodi. Il limite inferiore è transizionale e rapido su GAR; *Permiano superiore*.

Formazione di Werfen (WER): la Formazione di Werfen è rappresentata da una complessa sequenza di sedimenti carbonatici, terrigeni, misti e varicolori con litotipi molteplici (calcareni oolitici e bioclastiche, calcari marnosi, siltiti, arenarie, brecce, ritmiti dolomitiche e gessose, calcari marnosi micritici) di acque basse. Viene suddivisa in dieci membri (ISPRA quad. 7, 2000), in funzione dell'ambiente deposizionale o del contenuto fossilifero; *Triassico inferiore*.

Conglomerato di Richthofen (RIC): conglomerati poligenici, con clasti derivanti dalle unità sottostanti, principalmente da WER, microconglomerati ed arenarie litiche, a forte componente carbonatica, da grossolane a medio-fini, in genere di colore rosso mattone;

siltiti rosse e grigie; al tetto dell'unità sono presenti marne e calcari fortemente arenaceo-siltosi grigi (probabilmente derivanti dalla Dolomia del Serla sovrastante); *Anisico inferiore*.

Dolomia del Serla (DDS): dolomia microcristallina grigio chiara o biancastra, intercalata a piccoli livelli di brecce e terre rosse; *Anisico medio – superiore*.

Buchenstein (BUC): successione complessa costituita calcari micritici selciosi grigi nodulari suddivisi in strati centimetrico-decimetrici separati da sottili intercalazioni pelitiche grigie, calcari micritici nodulari rossi, rosati, verdastri fino a 50 cm di spessore con intercalazioni di peliti degli stessi colori e livelli vulcano-tufitici detti “pietra verde” anche in livelli metrici; *Ladinico inferiore*.

Formazione di Wengen (WEN): alternanza di strati di marne nerastre, arenarie e brecce poligeniche, argilliti, calcareniti e tufi; *Ladinico superiore*.

Dolomia dello Sciliar (SCI): dolomie saccaroidi bianche o grigio chiaro, fortemente ricristallizzate, e in subordine, calcari dolomitici biancastri o grigio chiari. Stratificazione grossolana alla base con livelli stromatolitici/argillitici/marnoso-dolomitici; *Carnico inferiore – Ladinico Superiore*.

QUATERNARIO

Il Quaternario comprende unità derivanti da movimenti in massa (frane) e da fenomeni trattivi (depositi fluviali, fluvio-glaciali, terrazzi alluvionali). Depositi deltizi glacio-lacustri (Dlt): tali depositi sono afferibili al delta fluviale che ha in parte riempito la conca di Bressanone nel Pleistocene (Castiglioni, 1964). Sono rappresentati da una successione costituita verso l'alto da facies prevalentemente sabbiose con ghiaia in transizione verso il basso a limi sabbiosi laminati con ciottolotti. Si tratta di depositi deltizi (Dlt) attribuibili ad un ambiente glacio-lacustre per la presenza di numerosi dropstone rinvenuti sia nei limi laminati (bottomset) sia nelle facies sabbiose gradate (foreset). Questi depositi sono stati osservati anche nelle cave di Sciaves da Castiglioni (1964b), che li ha attribuiti ad un delta glacio-lacustre precedente l'Ultimo Massimo Glaciale.

Depositi fluvio-glaciali, glacio-lacustri, morene (df): tali depositi sono da riferire ai fenomeni glaciali che hanno interessato tutto l'arco alpino, modificandone sensibilmente la morfologia, in epoca pleistocenica. In accordo con le tipologie dei fenomeni esogeni

da cui derivano, sono caratterizzati da una sensibile variabilità granulometrica e litologica. I depositi presentano prevalentemente caratteristiche di rimaneggiamento fluviale; solo in limitati affioramenti si riconoscono le caratteristiche sedimentologiche relative ai depositi morenici.

Alluvioni antiche di primo (at1) e secondo ordine (at2): si tratta di depositi mappati in prevalenza nella porzione settentrionale dell'area di studio, in prossimità della confluenza del fiume Rienza con il fiume Isarco all'interno del bacino di Bressanone; la loro genesi è riconducibile a fenomeni fluvioglaciali e fluviali da pleistocenici ad olocenici. Comprendono lembi di ghiaie medio-grossolane con intercalazioni sabbiose ed affiorano in ordini di terrazzi a quota maggiore rispetto all'attuale fondovalle, con il quale non possono essere correlati. La loro distribuzione all'interno delle valli laterali minori non è omogenea, con spessori variabili legati alle marcate irregolarità nella superficie di contatto tra gli stessi e il sottostante substrato.

Depositi alluvionali attuali (aa) e recenti (ar): i depositi alluvionali recenti affiorano in maniera discontinua lungo tutta la valle del fiume Isarco. Sono costituiti da sabbie medio-grossolane grigie e da subordinati conglomerati poligenici di dimensioni variabili che raggiungono, in alcuni casi, dimensioni superiori al metro. Lo spessore di tali depositi è difficilmente valutabile in campagna. I depositi alluvionali attuali sono presenti lungo quasi tutto il tratto di fiume che rientra nell'area oggetto dell'indagine; le alluvioni sono costituite quasi esclusivamente da ciottoli poligenici di dimensioni variabili ma, nella maggior parte dei casi, superiori al decimetro.

Frane attive (fa) e frane inattive (fi): si tratta di accumuli generalmente costituiti da blocchi di basamento (soprattutto filladi) più o meno scomposti, disarticolati, ossidati con patine di colore arancione – rossastro ed a tratti con fratture riempite da matrice terrosa.

Depositi colluviali (c): sono costituiti da materiale fine e medio-fine derivante dall'alterazione del substrato e in alcuni casi soggetto a lenti movimenti per creep. Si trovano principalmente lungo le maggiori rotture di pendio tra la piana alluvionale del fiume Isarco ed i versanti che la confinano.

Detriti di versante e depositi da debris flow (d): si tratta di depositi eterogenei ed eterometrici, a dimensioni variabili dai blocchi ai limi argillosi, derivanti da accumulo per trasporto in massa fluida lungo rii e canali adiacenti la valle Isarco o dalla degradazione e rimaneggiamento dei litotipi affioranti lungo i versanti. La natura

litologica del deposito riflette il substrato su cui si impostano, che nella maggior parte del territorio è costituito da rocce metamorfiche filladiche; nel settore più settentrionale tali depositi sono costituiti da elementi di granito e di altre rocce magmatiche. (Fig. 2.9)



Figura 2.9 – Detrito di versante presso la Val Scaleres.

Depositi antropici (h): si tratta di depositi eterogenei ed eterometrici riconducibili ad attività antropiche (riporti, riempimenti).

Conoide di detrito (cd) e conoide alluvionali (cf): depositi eterogenei ed eterometrici che costituiscono accumuli dalla forma conica convessa agli sbocchi vallivi di materiali trasportati lungo rii e torrenti. Le litologie riflettono il materiale di origine del sedimento.

2.2.2. Tettonica

L'area in oggetto si colloca all'interno del dominio Sudalpino ove affiorano porzioni di basamento cristallino Ercinico in contatto stratigrafico e tettonico con successioni vulcaniche e sedimentarie di età Permo-Mesozoica. Il basamento del Sudalpino sud-

orientale è caratterizzato da un'evoluzione tettonica particolarmente complicata, nonostante sino a metà degli anni '80 fosse considerato come una porzione della catena Ercinica (o Varisica) sud Europea strutturalmente omogenea.

Durante la fine degli anni '80 diversi autori hanno iniziato ad aprire la strada verso una maggiore comprensione dell'evoluzione geodinamica che ha interessato il basamento Sudalpino dall'orogenesi Ercinica sino all'evento Alpino. La presenza di unità strutturali caratterizzate da diverse evoluzioni P-T pre-Alpine così come l'importanza di eventi estensionali Permo- Mesozoici sono stati ampiamente documentati nei settori occidentali e centrali del Sudalpino (Diella et al., 1992; Bertotti et al., 1993; Siletto et al., 1993; Di Paola e Spalla, 2000; Benciolini, 1994). Autori come Brodie e Rutter (1987), Schmidt et al., (1987) e Benciolini et al., (2006) hanno evidenziato la complessità del basamento Sudalpino e tali elementi di complessità sono stati riscontrati e documentati nella zona della Val d'Isarco.

Il basamento Sudalpino orientale rappresenta una porzione della catena Ercinica (o Varisica) ed è bordato a nord e ovest da due rami del lineamento Periadriatico (rispettivamente faglia delle Giudicarie e faglia della Val Pusteria).

Il quadro tettonico del basamento in cui si inserisce il progetto è caratterizzato da due contesti strutturali differenti:

Sinistra idrografica Isarco: in questo settore sono presenti i maggiori lineamenti tettonici alpini nord-vergenti (retro-thrusts del tipico sistema del Sudalpino e.g. linea della Valsugana);

Destra idrografica Isarco: il settore è caratterizzato da un contesto tettonico dominato da un sistema estensionale a senso prevalentemente meridiano.

Le due aree in esame risultano essere separate dalla Val d'Isarco lungo la quale è ipotizzabile si sia impostato un lineamento. L'area di progetto ricade in un settore che ha subito, a partire dal Carbonifero, una deformazione polifasica per fasi duttili (orogenesi Ercinica) e fasi fragili (estensione Permiana, estesa fratturazione per cooling down dei corpi intrusivi Permiani, rifting Mesozoico, orogenesi Alpina). La maggior parte delle faglie è la risultante del movimento alpino verso nord rispetto alle Alpi Orientali durante il Terziario (Miocene; Fig.2.10).

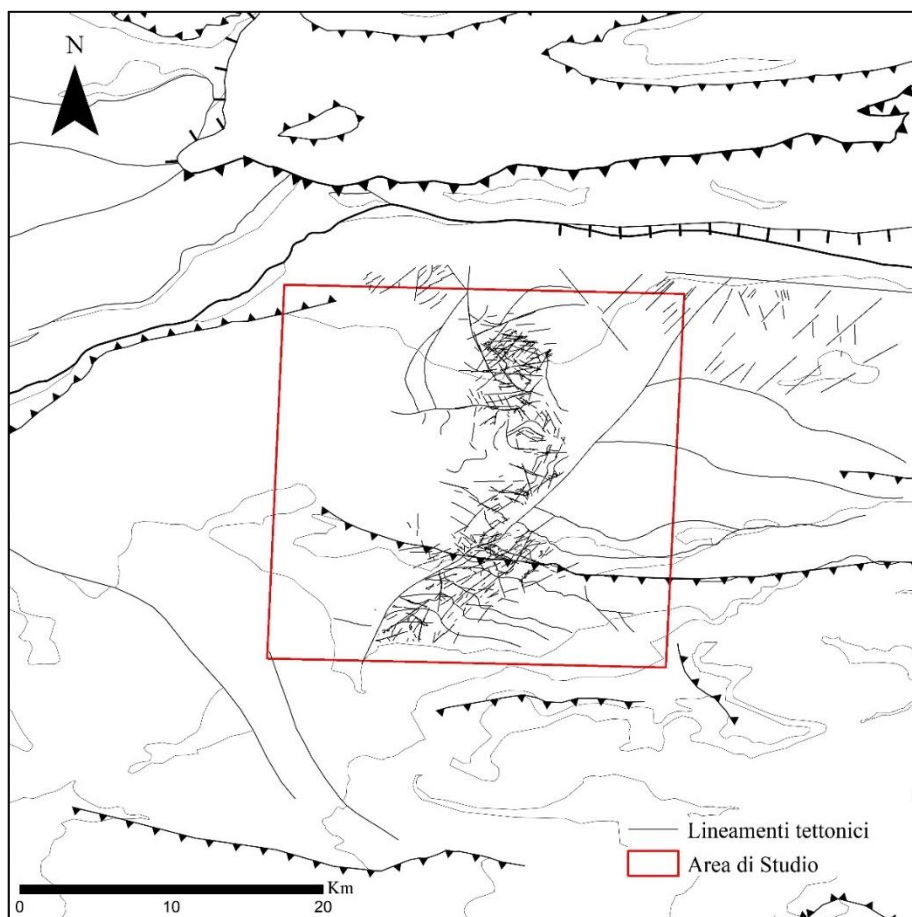


Figura 2.10 – Inquadramento tettonico e lineamenti individuati dal rilevamento di dettaglio (ENSER, 2017).

2.3.INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'elemento idrografico principale del territorio è rappresentato dal Fiume Isarco, importante tributario di sinistra del Fiume Adige, in cui confluisce all'altezza di Bolzano.

All'interno dell'area in studio i versanti che insistono sull'Isarco presentano una elevata acclività media; forma analoga hanno quelli che caratterizzano il Rio Funes ed il Rio Scaleres, principali affluenti dell'Isarco nella zona indagata.

Ai due lati della valle sono presenti diversi ordini di terrazzi glaciali o fluvio-glaciali. Il fondovalle del fiume Isarco è caratterizzato da alluvioni da attive sino ad antiche, e allo sbocco delle maggiori valli ad esso trasversali si rilevano conoidi alluvionali (Fig. 2.11).

Per quanto riguarda le morfologie di tipo gravitativo che caratterizzano l'area, si segnala la presenza di diversi corpi franosi inattivi e più rari corpi attivi. Non trascurabili risultano le porzioni di territorio coperte da detrito di versante, che in alcuni casi sembra anche aver alimentato la formazione di colate riconducibili a meccanismi di debris-flow.



Figura 2.11 – Conoide alluvionale in Val Scaleres.

3. MODELLO IDROGEOLOGICO CONCETTUALE

Il territorio della Provincia Autonoma di Bolzano è per la maggior parte montuoso. Le zone pianeggianti, dove sono presenti sedimenti sciolti che svolgono la funzione di acquiferi, sono limitate alle zone di fondovalle e sono particolarmente apprezzabili lungo la Val d'Adige e la Val d'Isarco, valli formate dai due fiumi omonimi, che sono i maggiori corsi d'acqua dell'area.

Per quanto riguarda l'area in studio di questo lavoro, è possibile osservare come all'interno dei bacini idrografici delimitati la densità di drenaggio sia piuttosto elevata, con valori che si aggirano intorno a 2 km/km^2 (Fig. 3.1). Questa è uguale al rapporto tra la lunghezza totale dei rami del reticolo idrografico e l'area totale del bacino in questione (Horton, 1932).

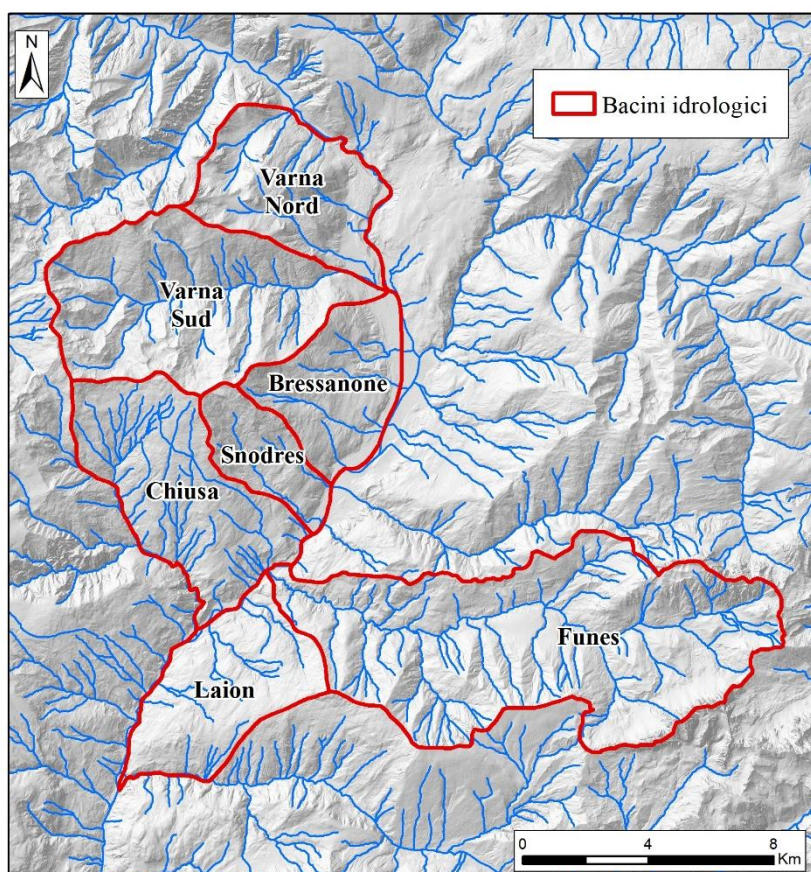


Figura 3.1 – Reticolo idrografico nell'area di studio.

Questo è una conseguenza del fatto che i bacini sono costituiti perlopiù da litologie poco permeabili che non consentono l'infiltrazione delle acque meteoriche, nonostante vaste coperture vegetali che di norma la agevolano, e quindi è particolarmente sviluppato il ruscellamento superficiale (Carlston, 1963). I corsi d'acqua sono il recapito finale della circolazione idrica, sia che si tratti di flussi superficiali che di flussi profondi.

Per quanto riguarda i flussi superficiali, questi sono spesso alimentati dall'emergenza delle acque sorgive, che lungo i versanti scaturiscono in corrispondenza di aree a minor permeabilità, limiti geologici o zone fratturate. Possono essere periodiche, in quanto dipendono da oscillazioni stagionali del livello di falda rispetto al punto di emergenza (Desio, 1973). Nel territorio della Provincia Autonoma di Bolzano sono state catalogate circa 17000 sorgenti, ubicate per la stragrande maggioranza in corrispondenza di substrato roccioso (Fig. 3.2). I dati in questione possono essere reperiti sul portale "OpenData Bolzano".

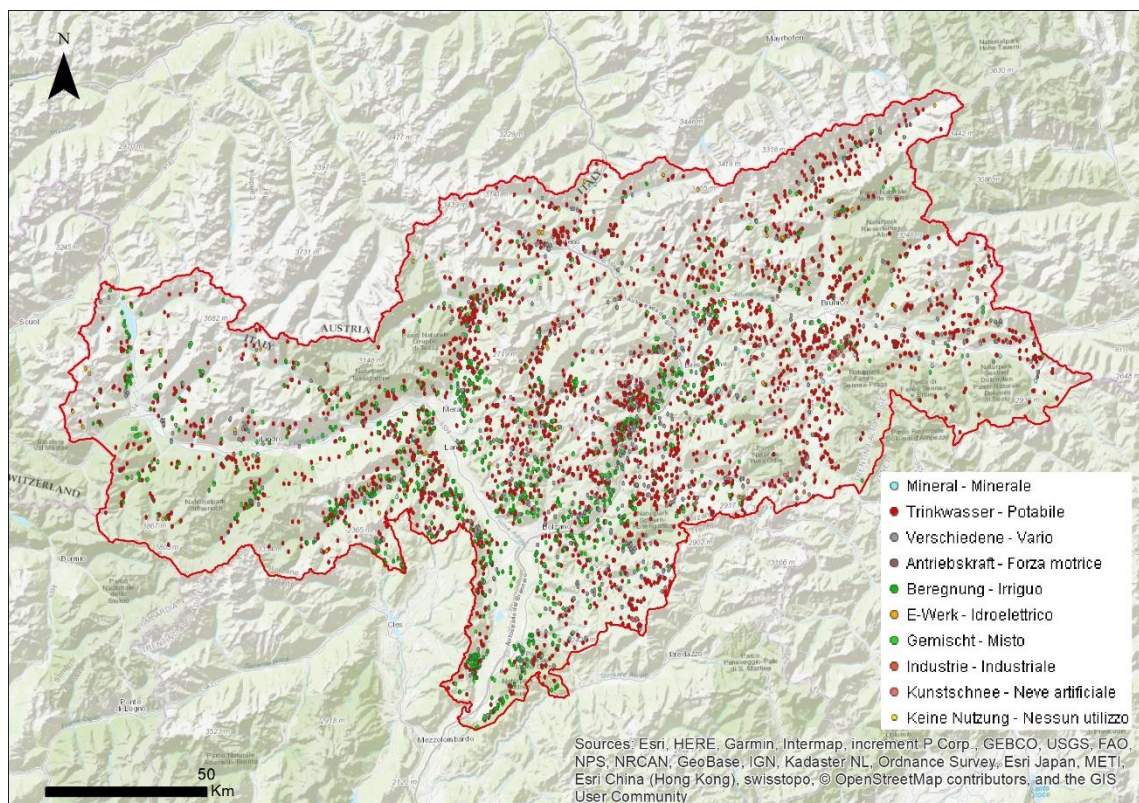


Figura 3.2 – Provincia Autonoma di Bolzano e sorgenti catalogate-

Questo indica che in quest'area la circolazione idrica sotterranea coinvolge il substrato roccioso. Dato che le rocce in questione sono perlopiù metamorfiche o tutt'al più ignee,

con scarsa porosità primaria, la conducibilità idraulica degli ammassi rocciosi in questione è dovuta al grado di fratturazione che questi possiedono. Come è possibile vedere in Figura 2.10, la cartografia geologica eseguita a grande scala per la caratterizzazione dell'area in prospettiva del progetto ha rivelato la presenza di un territorio fittamente interessato dalla presenza di lineamenti tettonici. Per ammassi rocciosi che hanno subito deformazione strutturale così intensa, è facile pensare che la fratturazione sia presente in maniera estesa e pervasiva.

Per i flussi profondi verrà quindi trattata l'area in studio utilizzando l'ipotesi di Hubbert (1940), mostrata in Figura 3.3, secondo la quale il bacino idrografico coincide con quello idrogeologico ed il recapito finale del flusso idrico sotterraneo è rappresentato dal deflusso di base, risultato dell'alimentazione della rete idrografica da parte degli ammassi rocciosi (Gargini et al., 2006, 2008; Vincenzi et al., 2009).

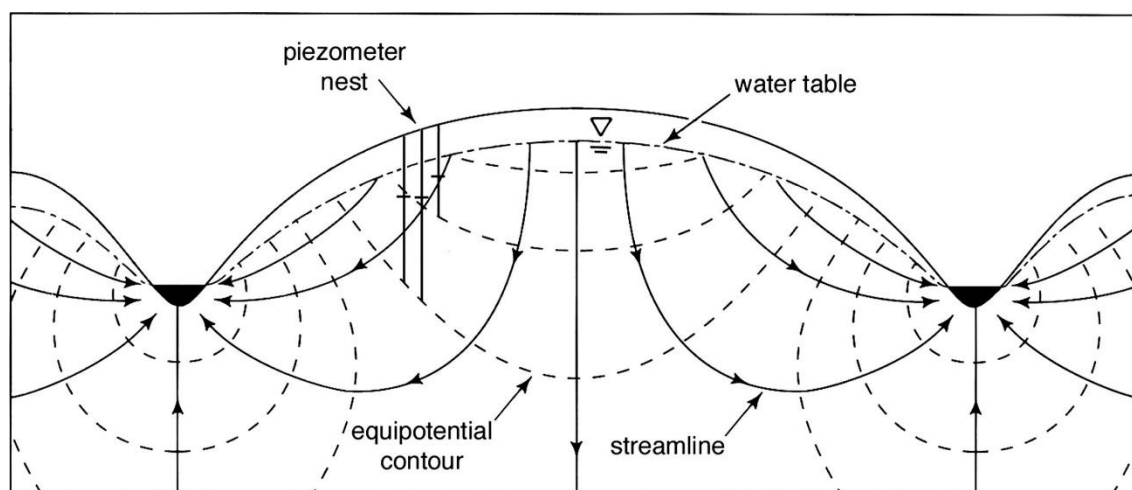


Figura 3.3 – Ipotesi di Hubbert (1940) per la circolazione idrica sotterranea.

In tali contesti la circolazione idrica sotterranea può essere schematizzata attraverso il *Groundwater Flow System* di Tòth (1963; Fig.3.4), che afferma che in teoria possono essere presenti in un piccolo bacino idrografico tre tipi di sistemi di flusso: locale, intermedio e regionale. I sistemi locali sono separati da confini subverticali, e i sistemi di ordine superiore sono separati da confini suborizzontali. Maggiore è il rilievo topografico e più grande è l'importanza dei sistemi locali. Le linee di flusso di un sistema di circolazione vasto e non confinato non incontrano i maggiori rilievi topografici. Corpi immobili di acque sotterranee si trovano nei punti in cui i sistemi di flusso si incontrano

o si separano. Le aree di ricarica e di drenaggio si alternano, sebbene solo una parte del bacino contribuirà al deflusso di base del suo corso d'acqua principale. Il movimento di acque sotterranee è lento o nullo al di sotto di aree pianeggianti estese, con scarse probabilità per le acque di mescolarsi con acque superficiali. Le fluttuazioni del livello di falda diminuiscono con la profondità e solo una piccola percentuale del volume totale delle acque sotterranee partecipa al ciclo idrologico.

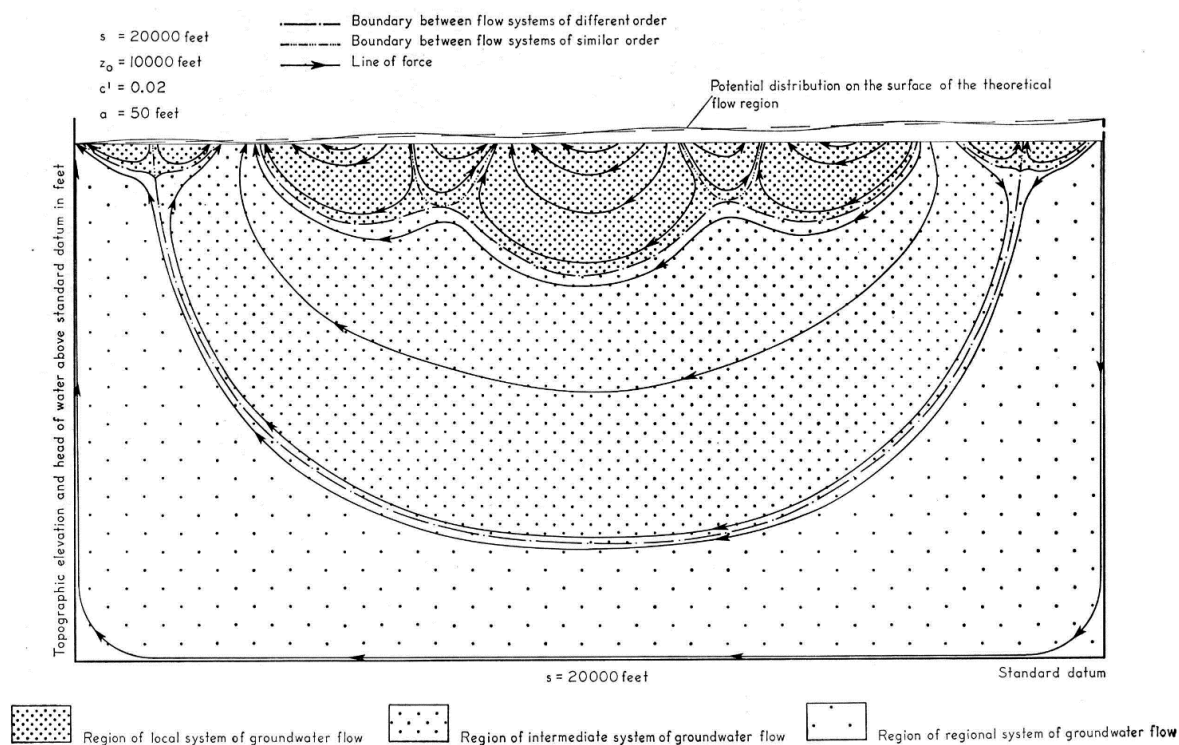


Figura 3.4 – Groundwater Flow System secondo Tóth (1963).

Nell'area di studio, di cui i bacini idrografici coprono circa 140 Km², il substrato roccioso è costituito da litologie prevalentemente metamorfiche quali filladi ed in misura minore da vulcaniti, graniti e rocce sedimentarie. Nel dettaglio, come mostrato in Tabella 3.1 e in Figura 3.5, si nota che il 69% dei bacini idrografici che compongono l'area di studio siano costituiti da rocce metamorfiche di basamento (BSS, BSSa, BSSb, BSSc, FMG, p, PRL), il 18% da rocce sedimentarie (BEL, BUC, DDS, GAR, RIC, SCI, WEN, WER), l'11 % da vulcaniti (VCG, VUL, $\delta\Delta c$) e solo il 2% rocce magmatiche (BDI, fb, GDT, MPC, α , γbi , δ , $\Delta 1$, $\epsilon 1$; Carbone, 2017).

Litologia	Area (Km ²)	Area (%)
Basamento Metamorfico	96.53	69%
Plutoni permiani	3.24	2%
Sedimenti permo-mesozoici	24.67	18%
Vulcaniti permiane	14.85	11%

Tabella 3.1 – Litologie affioranti nei bacini idrografici.

Al fine di valutare i valori di conducibilità idraulica delle litologie dell'area in studio, sono state eseguite numerose prove di permeabilità (Prove Lugeon).

I risultati di queste prove, realizzate durante la perforazione dei sondaggi geognostici, evidenziano una grande variabilità della conducibilità idraulica K (m/s; Fig. 3.6), che si estende per circa 5 ordini di grandezza, da $1.0E-9$ m/s a $1.0E-04$ m/s (ENSER, 2017).

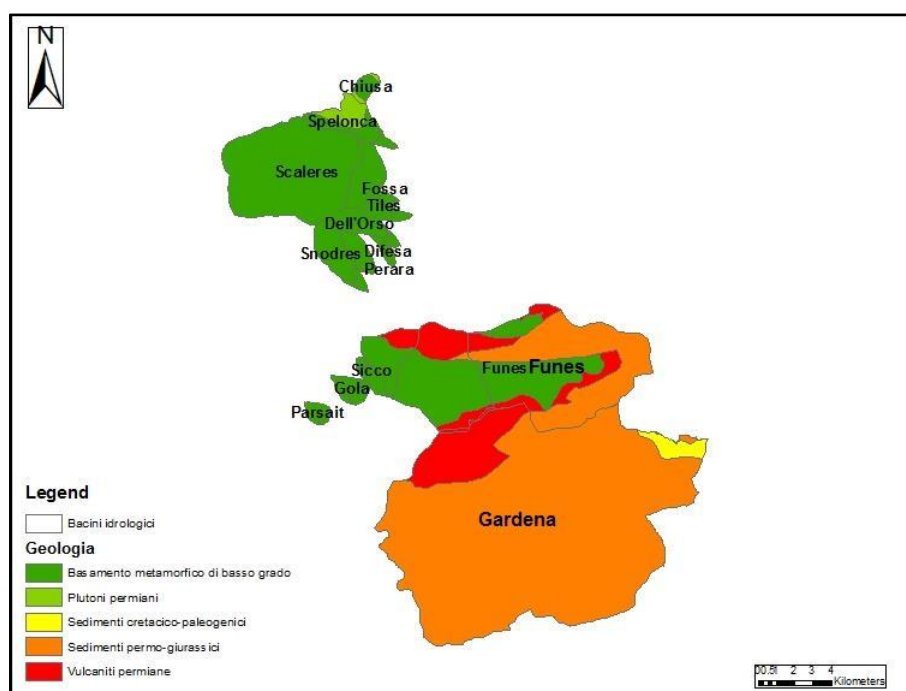


Figura 3.5 – Principali bacini dell'area in studio e litologia dominante.

Si osserva che all'aumentare della profondità della prova, la conducibilità idraulica diminuisce. Inoltre, i risultati indicano la presenza di uno spessore superficiale di roccia alterata con valori di K generalmente maggiori, nel quale la circolazione idrica si suppone sia più favorita.

Rocce in questa configurazione possono essere identificate come acquiferi, e prendono il nome di “acquiferi discontinui”, ossia rocce lapidee fratturate non carsiche e con porosità primaria trascurabile (Piccinini et al., 2012).

Tali litologie, con l’eccezione delle rocce carbonatiche, dal punto di vista idrogeologico possono essere classificate come *hard rock aquifers* (Kransny et al., 2003; Neumann, 2005; Shakeel et al, 2008), vale a dire ammassi rocciosi fratturati non carsificati in cui il grado di permeabilità è generalmente basso, ma che localmente può divenire da medio ad alto in relazione allo stato di fratturazione e detensionamento.

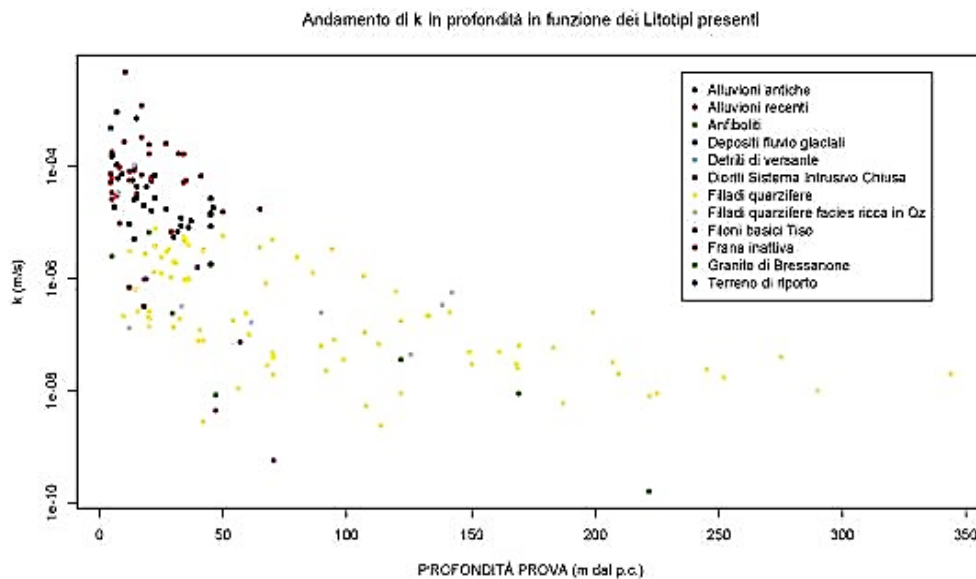


Figura 3.6 – Conducibilità idraulica in funzione della profondità ricavata tramite prove di permeabilità in foro (ENSER, 2017).

Il modello idrogeologico concettuale che sarà adottato all’interno di questo lavoro sarà quindi quello di una circolazione idrica che procede lungo i versanti e all’interno degli ammassi rocciosi fratturati, dove i circuiti diventano più lunghi e lenti all’aumentare della loro profondità, e che hanno come destinatario finale i corsi d’acqua, sia per ruscellamento superficiale che per alimentazione tramite deflusso di base.

4. MONITORAGGIO IDROCHIMICO

4.1. DATABASE IDROCHIMICO ED ISOTOPICO

Il database di dati idrochimici ed isotopici fornito da ENSER S.r.l. consta di 1934 analisi, realizzate negli anni 2013-2017, durante campagne di monitoraggio con cadenza mensile e trimestrale su un totale di 246 punti di monitoraggio.

I parametri che sono stati analizzati si dividono in:

- * Parametri chimico-fisici: Temperatura (aria e acqua; T), Conducibilità specifica a 25°C (SpCE), Salinità, Ossigeno (percentuale e in mg/l; O), Potenziale di Ossido-Riduzione (ORP), pH, Torbidità, Portata di sorgenti e torrenti (Q), Soggiacenza in piezometri e pozzi (Sogg).
- * Elementi maggiori, misurati in concentrazione di mg/l:
- * Alcalinità (HCO_3^-), Calcio (Ca^{2+}), Cloruri (Cl^-), Nitrati (NO_3^-), Potassio (K^+), Magnesio (Mg^{2+}), Silice (SiO_2), Sodio (Na^+), Solfati (SO_4^{2-}).
- * Elementi in traccia, misurati in $\mu\text{g/l}$: Arsenico (As), Alluminio (Al), Stronzio (Sr), Litio (Li), Fosfati (PO_4^{3-}), Uranio (U), Piombo (Pb), Selenio (Se), Boro (B), Antimonio (Sb), Cadmio (Cd), Ferro (totale, Fe), Nichel (Ni), Berillio (Be), Cobalto (Co), Cromo (totale, Cr).
- * Isotopi: Ossigeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$), Deuterio ($\delta^2\text{H}$), Trizio ($\delta^3\text{H}$).

Il prelievo delle acque da analizzare avviene tramite bottiglie e fiale poi sigillate (Fig. 4.1), le quali vengono spedite a diversi laboratori che provvederanno allo svolgimento delle analisi. Vengono prelevati campioni diversi per diversi elementi da analizzare, durante l'ultima campagna effettuata nel maggio 2018 sono state acquisite le seguenti aliquote per gli elementi maggiori/in traccia:

- * 1 "Falcon" (fiala con tappo azzurro) da 50 ml filtrata a 0.45 μm e acidificata con acido nitrico per i metalli;
- * 1 bottiglia da 0.5 l in PET per tutti gli altri analiti;

Per le analisi isotopiche, ove previste:

- * 1 bottiglia da 1 l in PET per il $\delta^3\text{H}$;

- * 1 “Falcon” da 50 ml per il $\delta^2\text{H}$;
- * 1 “Falcon” da 50 ml per il $\delta^{18}\text{O}$.

I punti che sono stati investigati in questi anni sono di cinque tipologie: acque provenienti da corsi d’acqua, sorgenti, pozzi, piezometri e pluviometri. In Figura 4.2 è riportata l’ubicazione dei punti di campionamento. Il database, la cui copertura temporale va dal 01/07/2013 al 23/11/2017, è composto di 1934 analisi svolte su 246 punti, ciascuna corrispondente ad un singolo campionamento in un punto in una certa data. La forte variabilità stagionale delle temperature impone una difficoltà nell’acquisizione dei dati, soprattutto nella stagione invernale, dovuta da un lato all’azione del gelo sui flussi superficiali, e dall’altro ad una effettiva difficoltà logistica nel raggiungere zone remote e molto spesso occupate da coperture nevose. per questo motivo, sono effettivamente disponibili 1157 analisi.



Fig. 4.1 – I campioni delle acque da analizzare sono raccolti in contenitori differenti per ciascuna analisi. Il tappo giallo in basso a sinistra va applicato ad una siringa per filtrare l’aliquota destinata all’analisi dei metalli.

Nel dettaglio:

- * 121 analisi di acque superficiali provenienti dal campionamento di 36 fiumi e torrenti, corrispondenti al 10.46% del totale;
- * 659 analisi di acque sotterranee provenienti dal campionamento di 135 sorgenti, corrispondenti al 56.96% del totale;
- * 140 analisi di acque sotterranee provenienti dal campionamento di 17 pozzi, corrispondente al 12.10% del totale;

- * 208 analisi di acque sotterranee provenienti dal campionamento di 52 piezometri, corrispondente al 17.98% del totale;
- * 29 analisi di acque di precipitazione provenienti dal campionamento di 6 pluviometri, corrispondenti al 2.51% del totale.

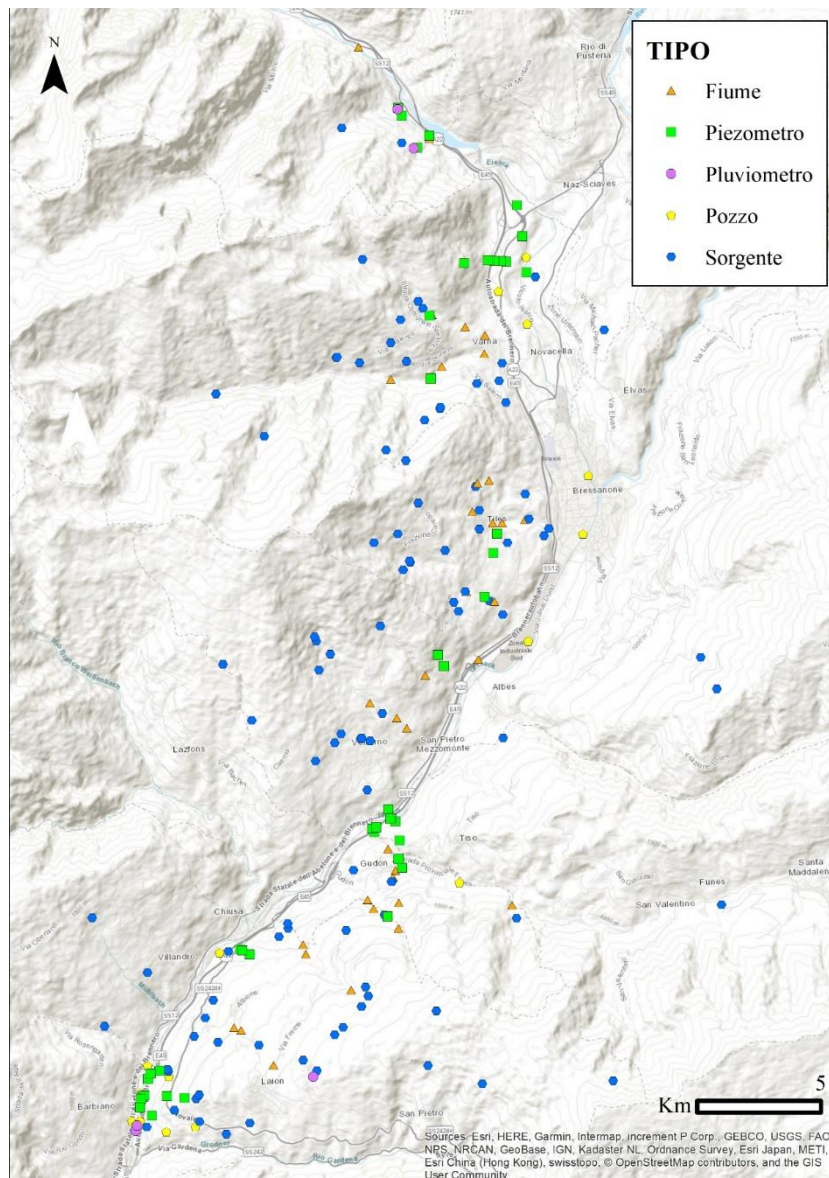


Figura 4.2 – Ubicazione dei punti di monitoraggio e loro tipologia

Ciascuna campagna di campionamento ha comportato sempre il rilievo dei parametri chimico fisici e l'analisi degli elementi maggiori. Gli elementi in tracce e soprattutto gli isotopi sono stati analizzati con una frequenza minore e pari rispettivamente al 50% ed al 40% del totale delle analisi. Rimane quindi un 10% di analisi che non presenta valori assegnati di elementi in traccia ed isotopi.

La prima operazione svolta è stata quella di migrare tutti i dati da una Tabella Excel ad un database di Microsoft Access ©, per avere un controllo più agile su operazioni di raggruppamento e medie. A questo è seguita l'eliminazione di tutte quelle righe che per diversi motivi non contenevano dati: ad esempio una sorgente secca in una determinata stagione od un piezometro otturato. Una volta fatto questo, il database è stato importato all'interno di un software per l'elaborazione di dati idrochimici dell'Università di Avignone, "Diagrammes" (Simler, 2013). Questo programma permette tra le altre cose di gestire molte righe di analisi, convertire le unità di misura, svolgere svariate elaborazioni sia grafiche che numeriche. Nello specifico il primo passo è stato quello di operare su tutte le analisi il bilancio ionico.

4.2.BILANCIO IONICO

È il metodo di controllo delle analisi più comunemente accettato ed utilizzato, corrisponde al confronto tra concentrazioni di anioni e cationi (Tartari e Mosello, 1997). Lo scostamento percentuale dall'uguaglianza delle concentrazioni di (A) anioni (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , HCO_3^-) e (C) cationi (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), viene calcolato come percentuale fra le differenze delle concentrazioni di cationi ed anioni, espresse in meq/l, rispetto alla metà della concentrazione ionica globale:

La prevalenza degli ioni positivi o negativi, che porta ad uno sbilanciamento percentuale positivo o negativo, può indicare la presenza di errori sistematici o l'aver trascurato qualche ione importante; in entrambi i casi è necessario un approfondimento analitico. L'effetto dei componenti, solitamente presenti in concentrazioni minori, quali fluoruri, alluminio o altri metalli in forma ionica, in questo tipo di acque si può considerare trascurabile. Tuttavia, durante il periodo di conservazione, nei campioni possono aver luogo processi biologici o possono entrare in soluzione polveri e/o materiale organico che tendono a modificare le concentrazioni originarie; una differenza non nulla tra la somma delle concentrazioni anioniche e cationiche può essere indicatrice di tali eventi.

Sempre secondo Tartari e Mosello (1997b), lo scostamento che ci si deve attendere nel caso delle acque dolci del nord Italia, determinati Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , HCO_3^- , dovrebbe essere inferiore al 4-6%.

Nel nostro caso tuttavia, avendo determinato il bilancio ionico, una grandissima quantità di analisi è risultata al di fuori da questo intervallo, sia in positivo che in negativo. Rimanere entro la soglia del 5% avrebbe ridotto di gran lunga la variabilità del dataset, ed è stato ritenuto opportuno elevare questa soglia al 10%.

Grazie a questa procedura sono state validate 760 analisi, pari al 66% del totale, di contro 397 analisi, cioè il 34%, non ha rispettato il requisito fissato per il bilancio ionico.

Allo scopo di verificare la coerenza delle analisi, per ogni punto del monitoraggio sono stati confrontati i diversi risultati ottenuti nel tempo. Il confronto tra tutte le analisi sulle acque campionate presso lo stesso punto nelle diverse campagne di monitoraggio dal 2013 ad oggi mostra la firma geochemica delle acque per ciascun punto e fa risaltare eventuali risultati non significativi di cui valutare l'eliminazione.

4.3.DIAGRAMMA DI SCHOELLER

Il diagramma di Schoeller (1962) è un grafico semilogaritmico che viene utilizzato per rappresentare sinteticamente le concentrazioni di anioni e di cationi delle acque sotterranee e/o superficiali (Fig. 4.3).

Questo tipo di diagramma permette di attuare un confronto tra composizioni di acque diverse. I logaritmi delle concentrazioni sono rappresentati in milliequivalenti per litro.

Queste vengono plottate su sei diverse scale logaritmiche verticali equispaziate tramite dei punti uniti tra loro da una retta spezzata. Ogni linea verticale rappresenta uno ione, da sinistra a destra vengono indicati Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} .

Questo tipo di grafico mostra non solo il valore assoluto di ogni ione ma anche le differenze di concentrazione tra varie analisi di acque. In virtù della scala logaritmica, se un segmento che collega i punti A e B di due ioni in un campione di acqua è parallelo ad un altro segmento che collega i due punti A e B degli stessi ioni in un altro campione, allora il rapporto delle concentrazioni degli elementi è uguale in entrambe le analisi.

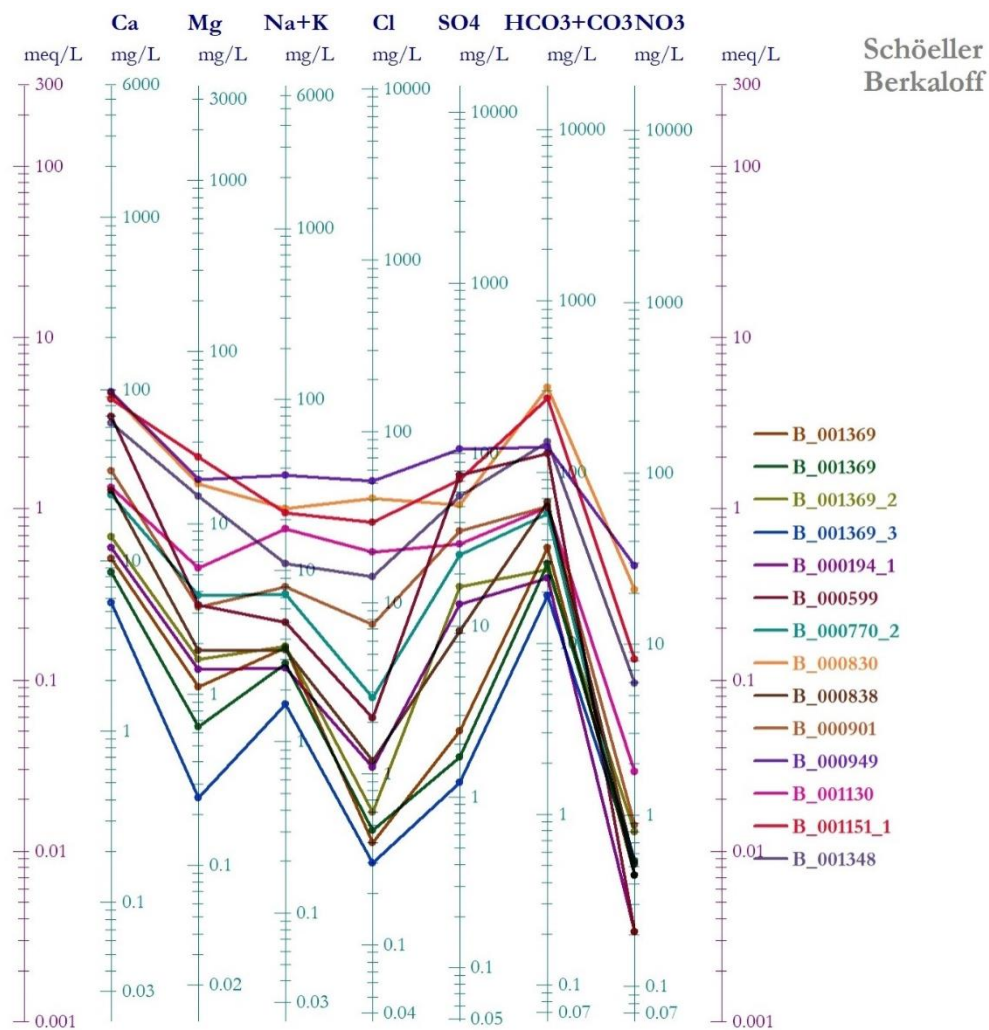


Figura 4.3 – Diagramma di Schoeller. Le concentrazioni delle specie chimiche disciolte in acqua sono rappresentate in un diagramma semilogaritmico. Ogni punto rappresenta il logaritmo del valore di concentrazione e sono uniti da una spezzata i punti appartenenti alla stessa analisi. Qui il confronto tra analisi provenienti da campioni molto diversi tra loro.

Per ogni punto di monitoraggio sono tracciati i diagrammi di Schoeller, raccogliendo tutte le analisi con un bilancio ionico favorevole, per individuare quelle analisi i cui valori di concentrazione si discostassero molto dall'andamento medio caratteristico per quel punto.

Quello che si è visto dai diagrammi di Schoeller, che per la loro natura di diagrammi di sintesi sono stati tracciati solo su quei punti laddove il numero delle analisi fosse sufficiente per avere un confronto, è risultata essere una maggiore variabilità di concentrazione per le acque provenienti dai corsi d'acqua (Fig. 4.4), più sensibili a cambiamenti anche improvvisi delle condizioni dell'ambiente circostante, come ad esempio l'impulso di elementi derivanti dal mescolamento con acque di corruzione a seguito di precipitazioni, essendo fiumi e torrenti destinatari finali della circolazione

superficiale. A causa di ciò l'intervallo delle concentrazioni degli elementi è risultato più ampio rispetto alle acque provenienti da punti di campionamento di natura diversa.

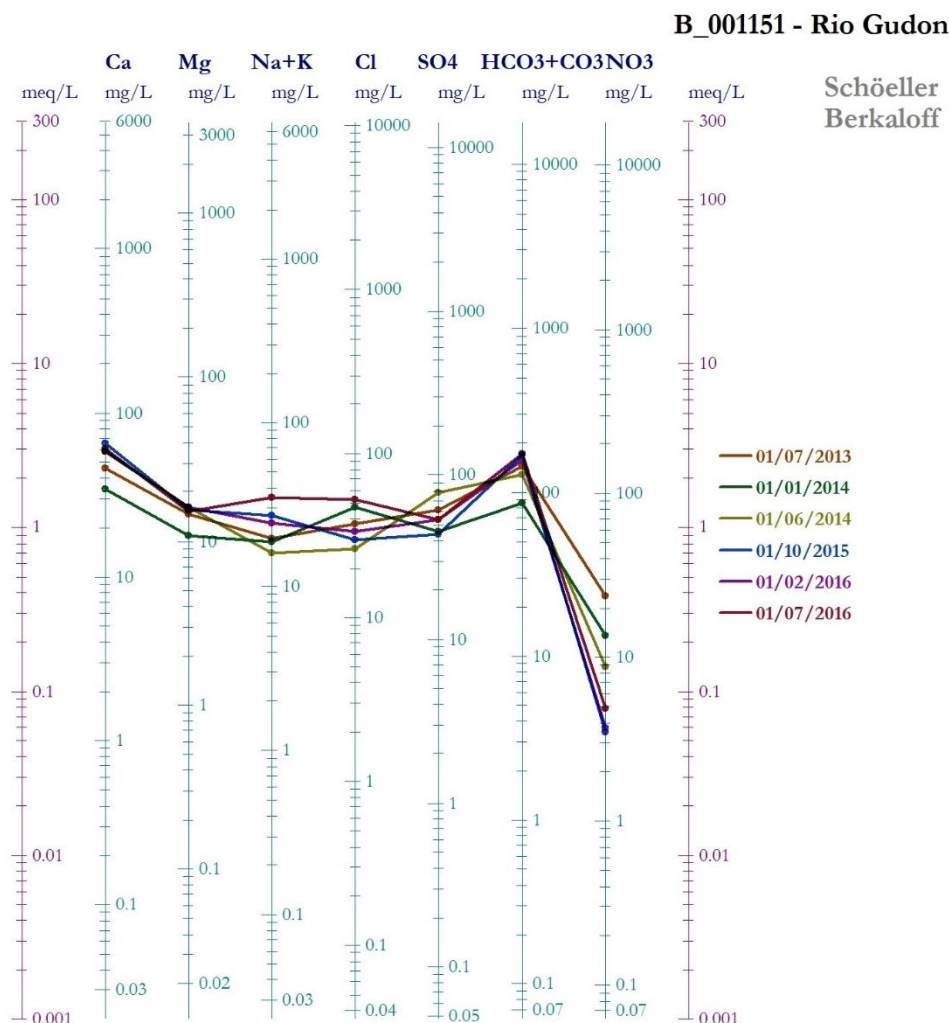


Figura 4.4 – Diagramma di Schoeller per il corso d'acqua Rio Gudon, si può vedere come i valori di concentrazione degli ioni disciolti siano variabili e compresi in un intervallo piuttosto ampio, pur mantenendo un andamento generale costante.

Per quanto riguarda le sorgenti, al contrario, gli andamenti delle concentrazioni in ciascuna analisi sono risultati generalmente costanti, con intervalli ristretti di variabilità, evidenziando come anche campionamenti effettuati in momenti diversi dell'anno mostrassero una composizione spesso invariata (Fig. 4.5).

Ciò ha permesso di individuare con facilità le analisi meno rappresentative, in quanto lo scostamento dai valori medi di concentrazione era evidente, e di conseguenza di poterle rimuovere.

Per le acque provenienti da pozzi, piezometri e pluviometri l'andamento è stato intermedio tra questi due estremi, con l'individuazione di un andamento generale nei valori di concentrazione e la rimozione solo di quelle analisi che mostrassero valori molto distanti dal trend generale.

Si è quindi passati da 760 a 735 analisi, con una rimozione di 25 analisi i cui valori mostravano andamenti anomali all'interno dei diagrammi.

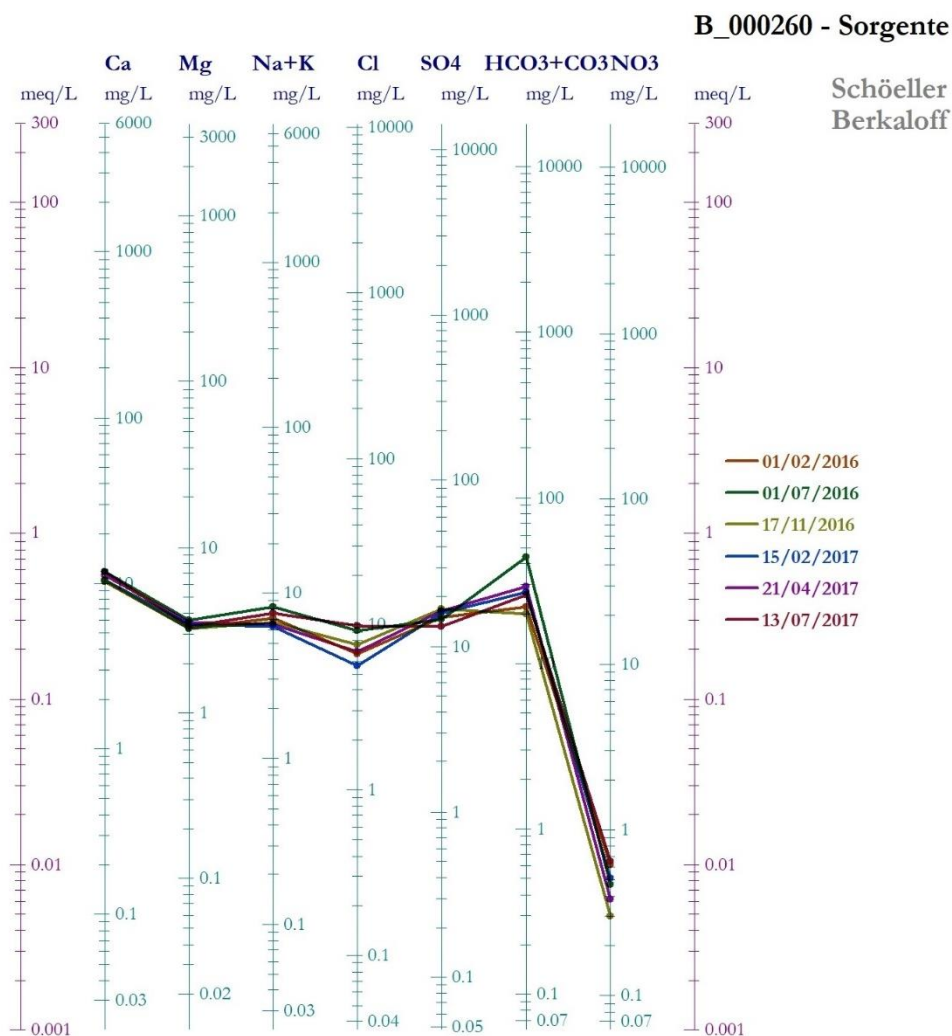


Figura 4.5 – Diagramma di Schoeller per la sorgente B_000260. I rapporti tra le concentrazioni di ioni rimangono pressochè costanti anche in periodi diversi di campionamento.

4.4.RAFFINAMENTO FINALE

Una volta ripulito il database dalle righe di analisi meno rappresentative è stata fatta la media di tutte le analisi delle acque campionate per ogni punto. In questo modo, dato che la coerenza dei dati è stata confermata sia dal bilancio cationico che dai diagrammi di

Schoeller, ad ogni punto sono state associate come concentrazioni caratteristiche le concentrazioni medie ricavate a partire da tutte le analisi eseguite su quel punto, ed è stato possibile ritenere questa una sintesi accettabile dei dati.

Fatto ciò ad ogni punto di captazione delle acque corrisponde una singola concentrazione media degli elementi analizzati.

A seguito del affinamento operato con i due metodi sopraelencati, il database consta ora di 182 punti, in quanto 64 sono stati rimossi dai 246 globalmente campionati. Le analisi ora coprono il 74% dei punti di monitoraggio iniziali.

Una volta ottenuto un database pulito e coerente si è cercato di trovare delle correlazioni o dei trend di comportamento idrochimico tra i punti, in quanto fino ad ora gli unici elementi che potessero accumunare le acque sono stati solamente la tipologia di punto di captazione e il bacino di riferimento.

Per classificare le acque il primo passo è stato quello di attribuire a queste una facies idrochimica tramite il diagramma di Piper.

4.5. FACIES IDROCHIMICA E DIAGRAMMI DI PIPER

Il concetto di facies idrochimica (Seaber, 1962; Morgan e Winner, 1962; Back, 1960) si usa per denotare le caratteristiche chimiche di soluzioni acquose all'interno di sistemi idrologici. La facies riflette gli effetti dei processi chimici che avvengono tra i minerali che compongono il contesto geologico e l'acqua sotterranea. I percorsi di flusso modificano le facies e controllano la loro distribuzione. Per rappresentare la facies idrochimica di un campione di acqua, vengono utilizzati i diagrammi di Piper (Fig. 4.6). Questi sono costituiti da due diagrammi ternari come quelli usati in petrologia per determinare le percentuali relative di un elemento, uno per gli anioni ed uno per i cationi. Al centro tra i due è rappresentato un rombo sul quale vengono rappresentate le combinazioni principali di anioni e cationi.

Due diagonali dividono il rombo principale in quattro rombi uguali che rappresentano le facies idrochimiche. Il diagramma dei cationi ha come vertici le percentuali di milliequivalenti per litro di Mg^{2+} , $Na^{+}+K^{+}$ e Ca^{2+} , quello di anioni rappresenta il diagramma ternario di SO_4^{2-} , $Cl^{-} + NO_3^{-}$, $HCO_3^{-} + CO_3^{2-}$. Vengono rappresentate sui diagrammi ternari la percentuale di anioni e la percentuale di cationi e il punto di incontro

delle due semirette che partono da questi due punti e che viaggiano parallele ai lati del triangolo cade all'interno della facies idrochimica che lo caratterizza.

Si distinguono quattro facies idrochimiche principali:

- * (Bi-)Carbonato-Calcica e/o Magnesiacca, con sigla Ca+Mg-HCO₃;
- * Solfato-Calcica e/o Magnesiacca, Ca+Mg-SO₄+Cl;
- * (Bi-)Bicarbonato-Alcalina, Na+K-HCO₃;
- * Cloruro-Alcalina, Na+K-Cl.

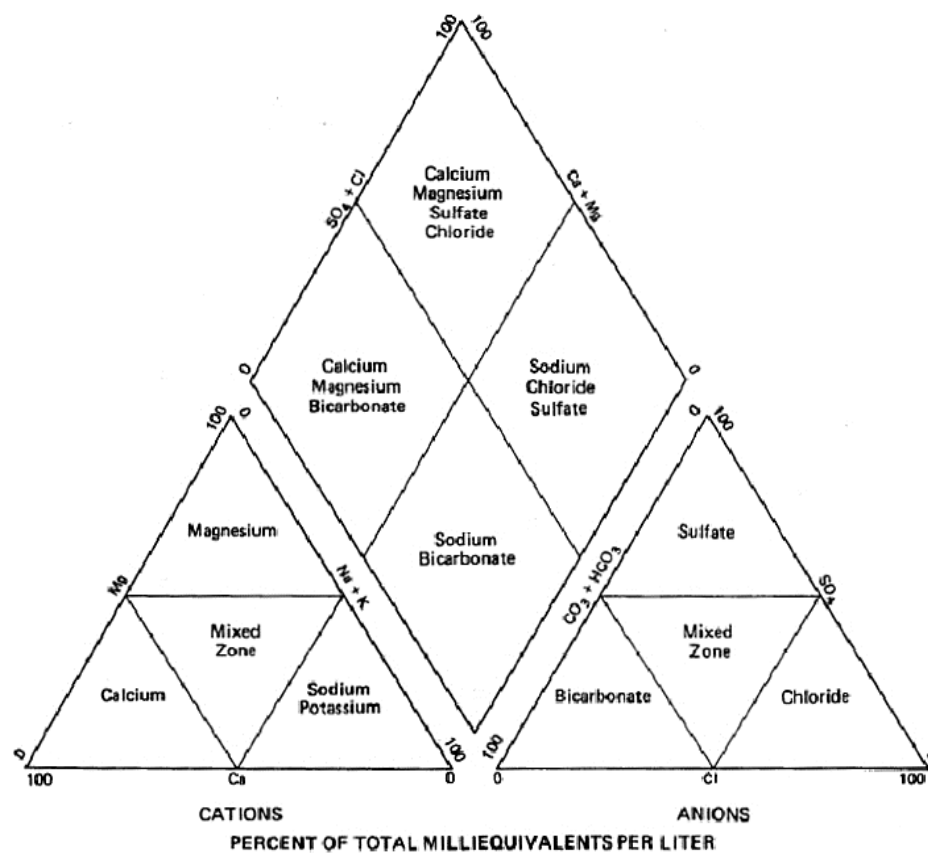


Figura 4.6 – Diagramma di Piper (da Tatawat et al., 2008)

Per questo lavoro sono stati inizialmente plottati all'interno dei diagrammi di Piper tutti i punti del database (Fig. 4.7), il fatto che fossero molto fitti data l'elevata numerosità non ha permesso una facile lettura del comportamento, ma sicuramente ha evidenziato come la tipologia di punto di captazione influenzasse la facies idrochimica, inoltre, a seconda sempre della natura del punto d'acqua, questa poteva concentrarsi in un'area corrispondente ad una facies principale oppure distribuirsi su aree maggiori del grafico.

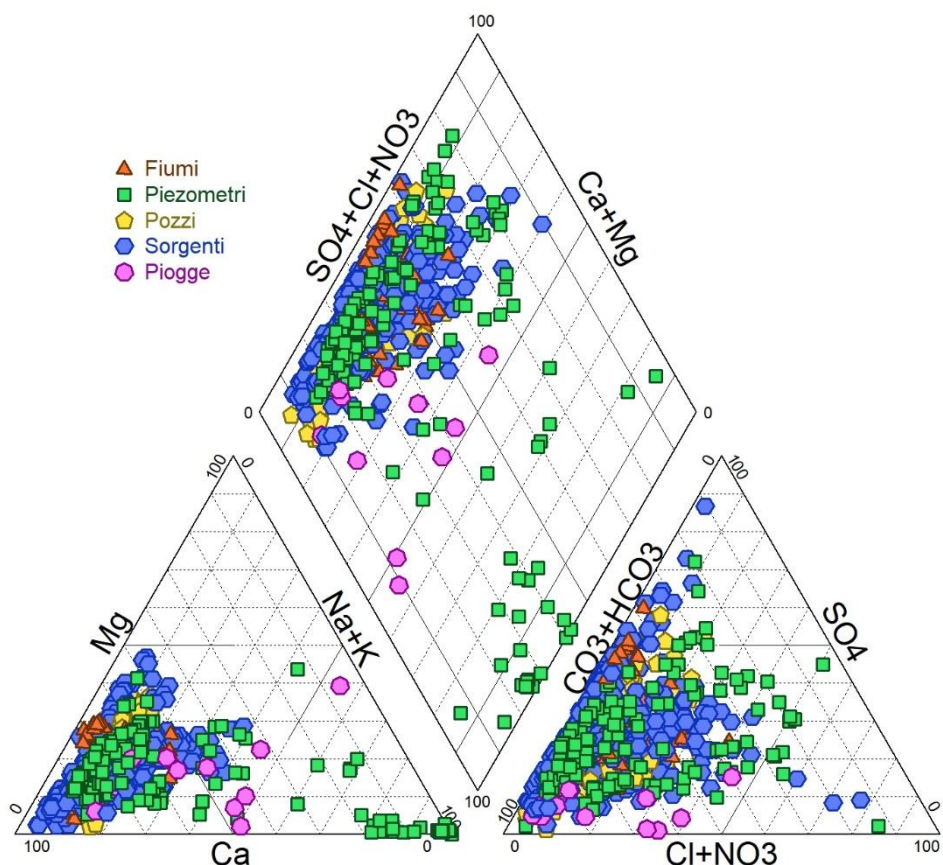


Figura 4.7 – Diagramma di Piper contenente tutte le analisi su tutti i punti del database, si nota come la maggior parte delle acque si trovi nelle facies Carbonato-Calcica e Solfato-Calcica.

Una volta operata la media punto per punto citata nel paragrafo sul raffinamento finale, l'aspetto del diagramma è migliorato lasciando più spazio a considerazioni circa la natura delle acque e a possibili trend evolutivi (Fig. 4.8).

Partendo dal presupposto che le piogge costituiscono la principale fonte di alimentazione della circolazione idrica sotterranea, e rappresentano lo stato delle acque prima dell'inizio della loro evoluzione nella loro circolazione all'interno dell'ammasso roccioso, e che le acque provenienti dai piezometri rappresentano i campioni per i quali l'arricchimento in elementi solubili è stato massimo, si è cercato di individuare un trend che spiegasse la distribuzione dei punti dalla facies dove le piogge sono maggiormente rappresentate alle aree del grafico dove le acque dei piezometri sono più diffuse. In Figura 4.9 sono rappresentati questi due *end-members*.

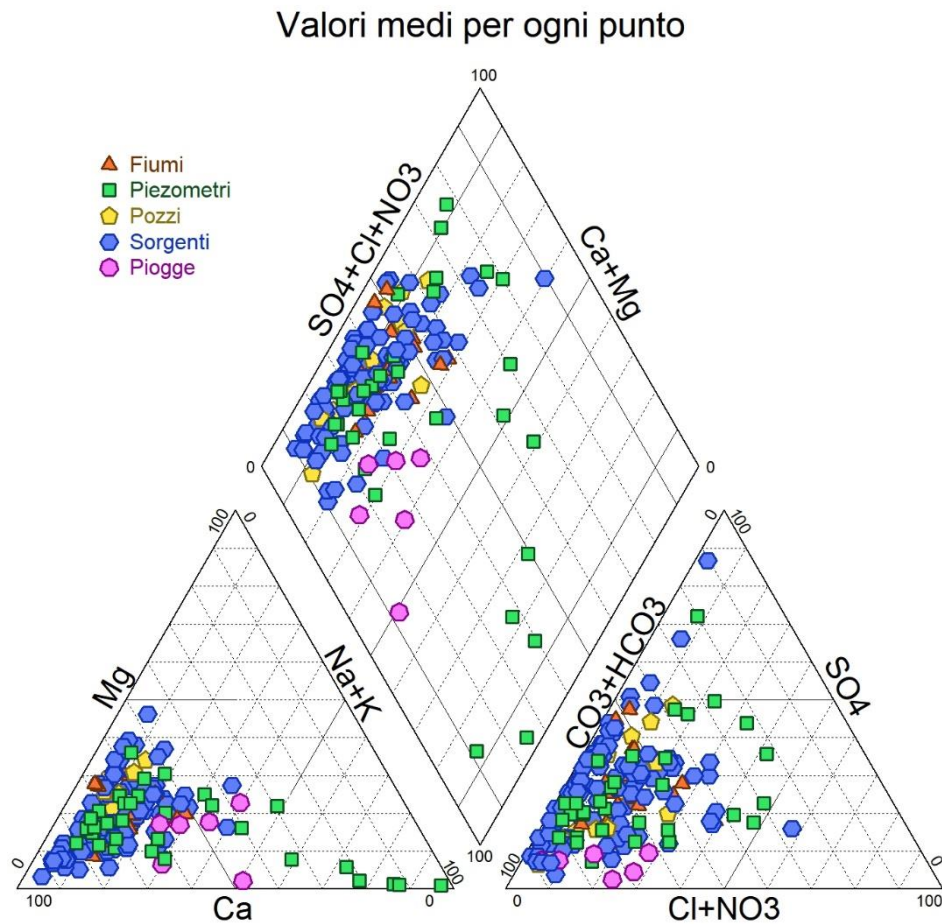


Figura 4.8 – Diagramma di Piper con le concentrazioni medie di anioni e cationi per ogni punto. Riducendo il numero di punti sono più chiare le facies predominanti.

Quello che si vede da questo diagramma è come le acque di pioggia inizialmente appartenenti alla facies Ca+Mg-HCO_3 , subiscano uno sdoppiamento nella loro evoluzione all'interno dell'ammasso roccioso. Da una parte è evidente l'arricchimento in Ca^{2+} e in SO_4^{2-} , dall'altra si vede come gli ioni che aumentano in concentrazione sono $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ e $\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$. Per quanto riguarda lo ione solfato la presenza maggiore di questo può essere imputabile ad una ossidazione della pirite.

Un'altra fonte di solfati è presumibilmente il terreno dove avviene lo scorrimento superficiale delle acque, a causa dell'utilizzo di fertilizzanti a base di composti di zolfo (Andrews, 2004). L'ipotesi fatta precedentemente di vedere i piezometri profondi come i destinatari di una circolazione lunga di acque profonde e quindi vecchie è sostenuta da un'altra evidenza: la presenza di Trizio in concentrazioni molto basse.

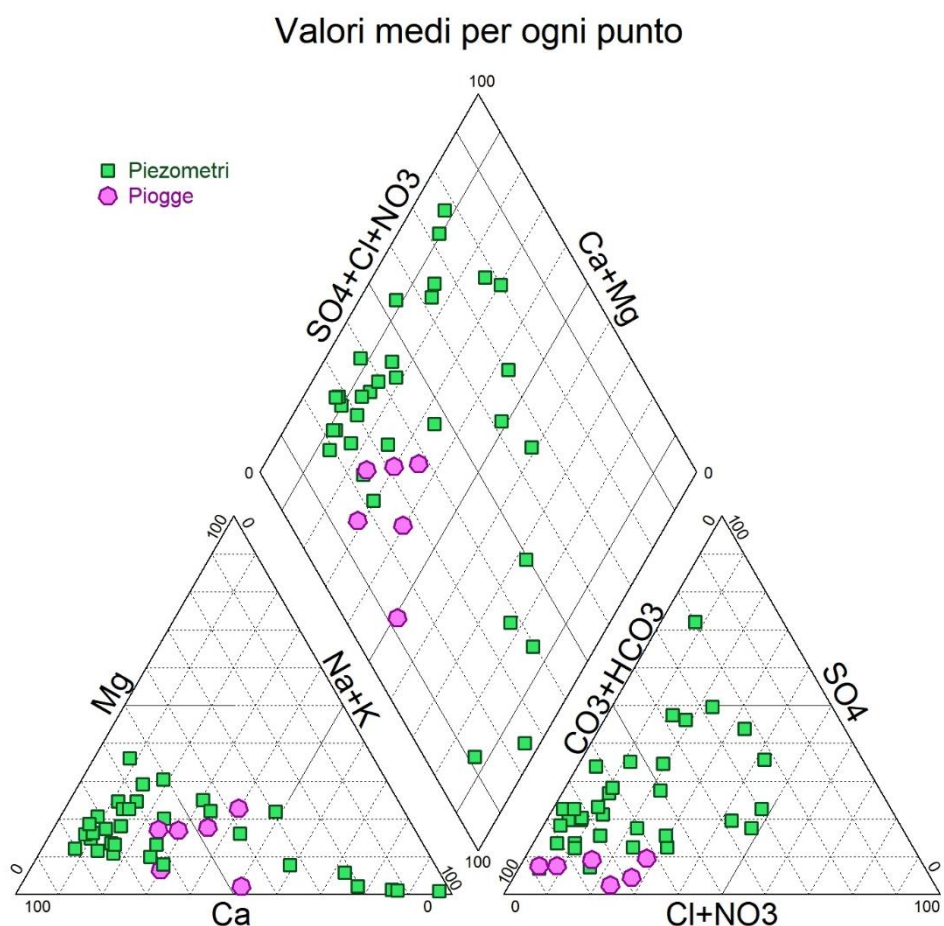
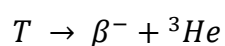


Figura 4.9 – Diagramma di Piper dove sono evidenziate solo le acque provenienti da piogge e piezometri. Si nota come le piogge occupino una facies unica, mentre le acque dei piezometri si distribuiscano su facies di natura diversa, questo dovuto alla profondità e dunque ad un diverso grado di arricchimento in ioni solubili.

4.6. DATAZIONE TRAMITE TRIZIO

Il trizio è l'isotopo pesante dell'idrogeno, il suo simbolo è ^3H o T. Gli atomi di trizio sono instabili e decadono radioattivamente formando atomi stabili di ^3He . Il decadimento radioattivo è accompagnato dall'emissione di particelle β^- misurabile in laboratori specifici:



Il tasso di decadimento radioattivo è per convenzione espresso secondo l'emivita, $T_{1/2}$, definita come il lasso di tempo durante il quale una concentrazione iniziale di un elemento radioattivo decade fino a metà del suo valore iniziale. L'emivita del trizio è di 12.3 anni, quindi è possibile calcolare tramite la curva di decadimento (Fig.4.10) il tempo necessario

perché un certo quantitativo di trizio decada di una certa percentuale o quanto trizio sarà rimasto in percentuale da qui a un determinato momento nel futuro.

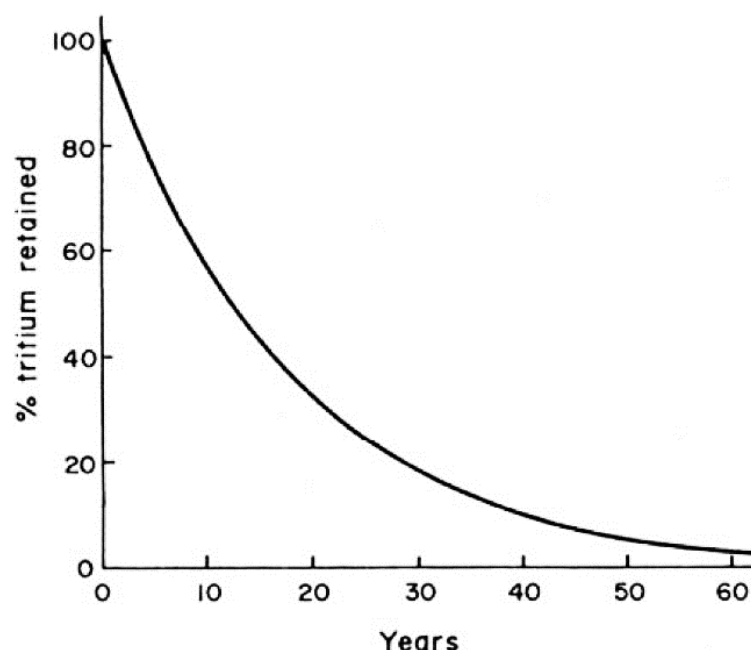
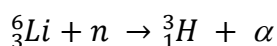


Figura 4.10 – Curva di decadimento radioattivo del trizio

Il trizio è l'unico tracciante ambientale che è parte della molecola di acqua, tutti gli altri traccianti sono disciolti in acqua. Se il trizio rimpiazza uno degli idrogeni nell'acqua, questa prenderà il nome di THO, acqua triziata. Il contenuto di trizio nell'acqua è espresso dalle unità TU, dove una TU indica la presenza di una molecola di THO in 10^{18} molecole di H_2O . il metodo di datazione tramite trizio è stata la prima tecnica ad essere stata sviluppata per datare le acque sotterranee da Begemann e Libby nel 1957. Tuttavia, è un metodo prossimo alla data di scadenza. Il trizio è usato anche in oceanografia, meteorologia, studi di diffusione e dispersione. La produzione di trizio avviene in almeno cinque modi:

- * Bombardamento di raggi cosmici di azoto e deuterio nell'atmosfera superiore (Testa, 2005). La produzione naturale di trizio introduce circa 5 TU nelle precipitazioni e acque superficiali.
- * Test termonucleari, iniziati nel 1952, che sebbene banditi formano ancora una fonte significativa di trizio nell'atmosfera e nelle altre sfere, i livelli sono misurati ogni anno globalmente e le misure coordinate dalla International Atomic Energy Agency (IAEA) con sede a Vienna.

- * Sottoprodotti di operazioni su reattori nucleari, perlopiù come scarti gassosi ma anche in alcuni casi come effluenti liquidi (IAEA, 2004);
- * Radiazione di neutroni dal Litio nelle rocce (Andrews e Kay, 1982) secondo la reazione:



La produzione di questo tipo diventa significativa laddove siano abbondanti elementi che producono neutroni, come uranio e torio come ad esempio nelle rocce granitiche, dove la produzione di trizio può arrivare fino a 2.5 TU nei fluidi circolanti. Generalmente, per le rocce cristalline la produzione è inferiore a 0.2 TU.

Per quanto riguarda questo lavoro, la produzione di trizio rilevante è stata considerata solo quella a partire dai test termonucleari, considerandone perciò l'abbondanza o la scarsità funzioni dirette del tempo di residenza del trizio nelle acque, dopo che questo si è trasferito dall'atmosfera all'idrosfera.

In Kazemi et al (2006) è mostrato un grafico che rappresenta la concentrazione nel tempo di trizio nelle acque di pioggia (Fig. 4.11) a partire dal 1961, e che raggiunge il suo picco nell'emisfero nord e nell'emisfero sud rispettivamente nel 1963 e 1964. Il picco del 1963 raggiunse la concentrazione di 10,000 TU in una singola precipitazione mensile negli Stati Uniti. Un trattato internazionale impose lo stop ai test e le concentrazioni nelle precipitazioni cominciarono a diminuire in maniera costante

Il trizio, che sia prodotto naturalmente o artificialmente, viene incorporato nelle acque meteoriche tramite ossidazione, diventa parte di queste e si muove all'interno di vari compartimenti del ciclo idrologico come acque superficiali, oceani, fino a raggiungere le acque sotterranee.

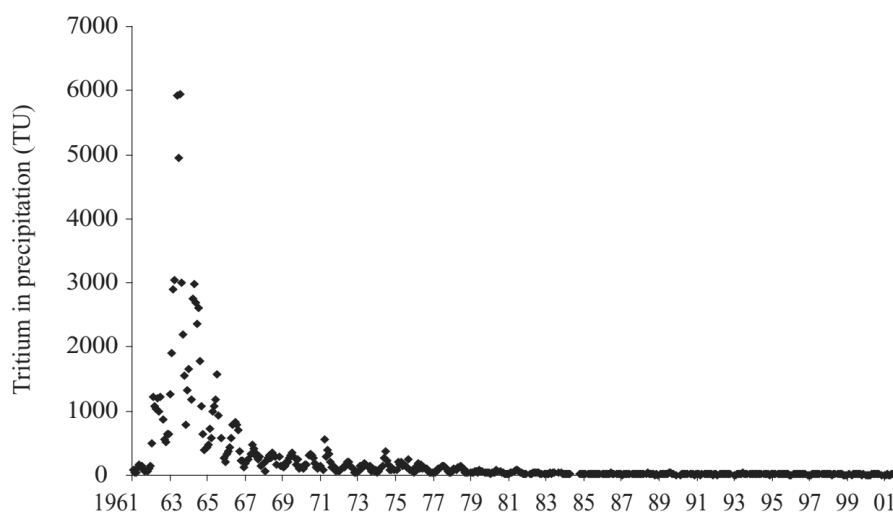


Figura 4.11 – Concentrazione di trizio nelle precipitazioni atmosferiche registrate presso Vienna (Aus; IAEA/WMO, 2004).

Teoricamente, è possibile usare il trizio per datare queste acque tramite due approcci diversi:

- * analizzando il decadimento del trizio naturale nell'ambiente sub-superficiale;
- * individuando la posizione del trizio antropogenico o trovando la sua firma isotopica nel campione d'acqua.

Il primo è molto difficile a causa della scarsa produzione di trizio naturale che non si accumula in quantità sufficiente ad essere tracciabile, oltre al fatto che le acque possono essere miscele di acque pre-1952 e post-1952. Questo unito al fatto che è facile attribuire un valore errato di TU iniziale alle acque.

Secondo diverse pubblicazioni (Mazor, 2004; Clark e Fritz, 1997) un livello di trizio di 0.5 TU è indicativo di un'età antecedente ai test termonucleari, e su questo principio si basa l'idea portata avanti in questo elaborato di attribuire alle acque dei piezometri profondi con bassi valori di trizio (e.g. 0.3 TU) le età più antiche.

Per quanto riguarda l'approccio al punto 2, è possibile calcolare l'età di un campione misurando la concentrazione verticale di trizio in un profilo, a questo punto l'età dell'acqua sarà: età del campionamento meno 1963, ma la loro età non sarà determinata con precisione. Questo avviene per la maggior parte dei casi.

Grazie alle analisi del trizio, abbiamo potuto correlare l'età delle acque con la profondità di quest'ultime, come si vede in Tabella 4.1 i piezometri che fanno parte della facies Na+K-HCO₃ hanno valori molto bassi in tale isotopo. Il fatto che le acque più profonde siano anche le più vecchie è in accordo con il modello idrogeologico concettuale ipotizzato, ossia quello di una circolazione idrica lungo versante, con circuiti brevi, rapidi e superficiali e circuiti lunghi, lenti e profondi. In Tabella 4.1 la relazione tra facies, profondità del filtro e del fondo foro, soggiacenza, data di campionamento e valore di trizio.

ID	Tipo	Soggiacenza	³ H	Facies Idroch.	Z filtro (m)	Z (m)	DATA
B_001244	Piezometro	14.5	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	01/07/2013
B_001244	Piezometro	15.4	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	01/10/2013
B_001244	Piezometro	15.7	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	01/01/2014
B_001244	Piezometro	16	0.3	Na+K-HCO ₃	246	275	01/06/2014
B_001244	Piezometro	16.54	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	01/07/2015
B_001244	Piezometro	16.78	0.3	Na+K-HCO ₃	246	275	01/10/2015
B_001244	Piezometro	18.52	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	01/02/2016
B_001244	Piezometro	16.77	0.25	Na+K-HCO ₃	246	275	01/07/2016
B_001244	Piezometro	17.23	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	16/11/2016
B_001244	Piezometro	17.31	0.25	Na+K-HCO ₃	246	275	17/02/2017
B_001244	Piezometro	17.34	n.d.	Na+K-HCO ₃	246	275	03/05/2017
B_001244	Piezometro	17.4	0.25	Na+K-HCO ₃	246	275	11/07/2017
B_001255	Piezometro	0.3	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	01/07/2013
B_001255	Piezometro	0.9	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	01/10/2013
B_001255	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	01/01/2014
B_001255	Piezometro	0.6	0.9	Na+K-HCO ₃	108	131	01/06/2014
B_001255	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	01/07/2015
B_001255	Piezometro	0.93	0.3	Na+K-HCO ₃	108	131	01/10/2015
B_001255	Piezometro	0.55	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	01/02/2016
B_001255	Piezometro	1.03	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	16/11/2016
B_001255	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	15/02/2017
B_001255	Piezometro	0.8	n.d.	Na+K-HCO ₃	108	131	03/05/2017
B_001255	Piezometro	0.95	0.25	Na+K-HCO ₃	108	131	11/07/2017
B_001271	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	01/07/2013
B_001271	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	01/10/2013
B_001271	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	01/01/2014
B_001271	Piezometro	0	0.3	Na+K-HCO ₃	324	350	01/06/2014
B_001271	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	01/07/2015
B_001271	Piezometro	0	0.3	Na+K-HCO ₃	324	350	01/10/2015
B_001271	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	01/02/2016
B_001271	Piezometro	0	0.25	Na+K-HCO ₃	324	350	01/07/2016

B_001271	Piezometro	0.2	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	23/11/2016
B_001271	Piezometro	0	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	14/02/2017
B_001271	Piezometro	0.2	n.d.	Na+K-HCO ₃	324	350	20/04/2017
B_001271	Piezometro	0	0.25	Na+K-HCO ₃	324	350	04/07/2017

Tabella 4.1 – Facies, profondità e valori di trizio i per piezometri che campionano le acque più vecchie

Tutti i punti sono ora suddivisi in base alla propria facies idrochimica. Il passo successivo è stato quello di vedere quale fosse l'evoluzione delle acque di una stessa tipologia di punto al progredire della circolazione, passando perciò da composizioni vicine a quelle delle acque meteoriche, con facies prevalentemente Ca-HCO₃, a quelle dei piezometri profondi, con facies Na+K-HCO₃.

4.7.SPETTRI DI ARRICCHIMENTO/IMPOVERIMENTO

Per capire quanto il comportamento di un punto d'acqua si discosti dai due *end-members* individuati, ossia piogge e piezometri profondi, sono stati calcolati gli spettri che mostrano come i punti appartenenti ad un gruppo si posizionano all'interno del ciclo evolutivo ipotizzato: dalle acque di pioggia a quelle dei piezometri profondi a facies Na+K-HCO₃.

Sono state calcolate:

- * la media delle concentrazioni di tutte le acque provenienti dai pluviometri, questa ha fornito lo standard rispetto al quale normalizzare tutte le concentrazioni degli altri punti: pozzi, piezometri, sorgenti e corsi d'acqua;
- * la media delle concentrazioni degli elementi dei piezometri profondi con facies Na+K-HCO₃, questa poi è stata divisa per la media delle concentrazioni delle acque di pioggia per avere lo spettro di arricchimento delle acque più evolute rispetto a quelle originarie;
- * il rapporto di tutte le concentrazioni rispetto allo standard delle acque di pioggia.

4.7.1. Suddivisione in base a tipologia e facies idrochimica

Come prima suddivisione dei punti di analisi è stata utilizzata la tipologia del punto di monitoraggio, ossia il fatto che l'acqua provenisse da una sorgente, un corso d'acqua, un pozzo o un piezometro. Unitamente a questo sono state usate come fattore classificativo le facies idrochimiche trovate precedentemente. Nel seguito vengono rappresentati su otto grafici gli spettri di arricchimento/impoverimento delle seguenti classi di punti d'acqua:

- * Pozzi Ca-HCO₃ (Fig. 4.12);
- * Pozzi Ca-SO₄ (Fig. 4.13);
- * Sorgenti Ca-HCO₃ (Fig. 4.14);
- * Sorgenti Ca-SO₄ (Fig. 4.15);
- * Piezometri Ca-HCO₃ (Fig. 4.16);
- * Piezometri Ca-SO₄ (Fig. 4.17);
- * Fiumi Ca-HCO₃ (Fig. 4.18);
- * Fiumi Ca-SO₄ (Fig. 4.19);

Dove ogni media delle analisi su ciascun punto è rappresentata da una linea rossa spezzata, e per ogni elemento analizzato è possibile vedere l'arricchimento o l'impoverimento rispetto alle acque di pioggia (linea nera orizzontale) e dei piezometri in facies Na+K-HCO₃ (linea verde spezzata).

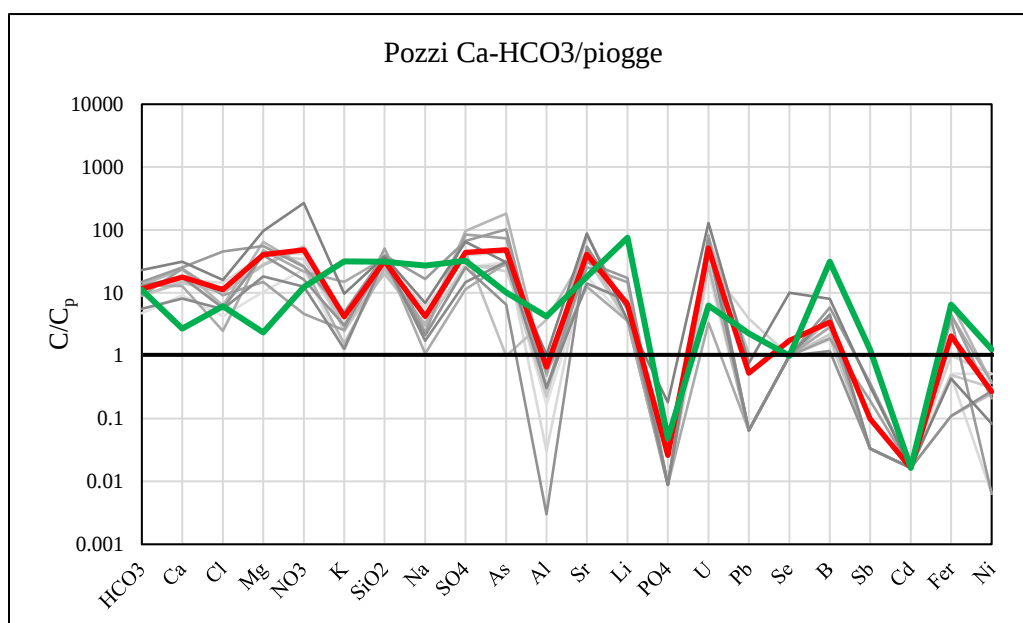


Figura 4.12 – Spettro per le acque dei pozzi in facies Ca-HCO₃ normalizzate rispetto allo standard delle acque di pioggia (retta nera).

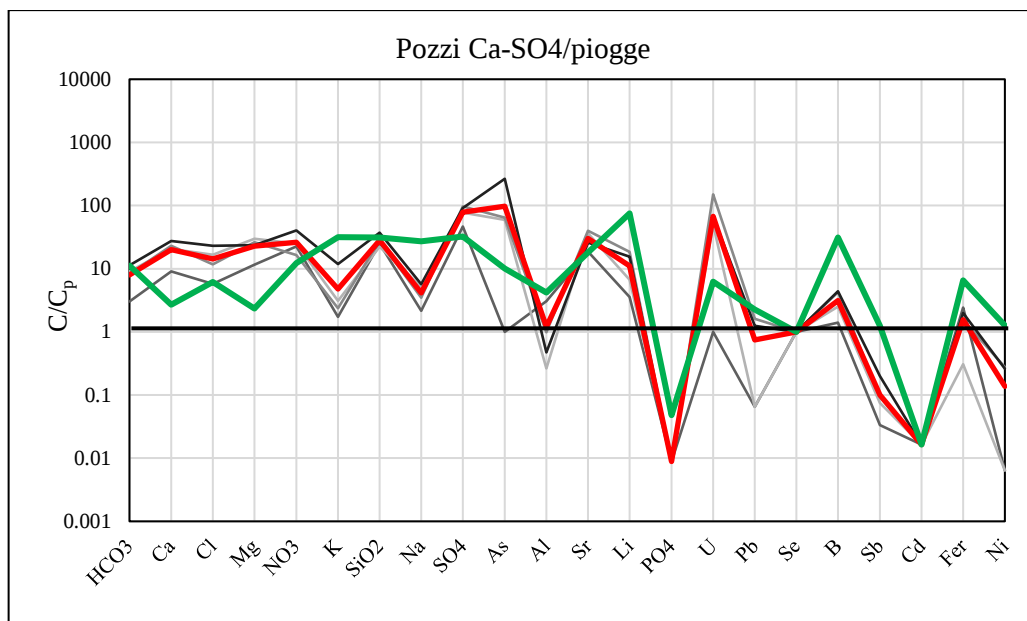


Figura 4.13 – Spettro per le acque dei pozzi in facies Ca-SO₄ normalizzate rispetto allo standard delle acque di pioggia.

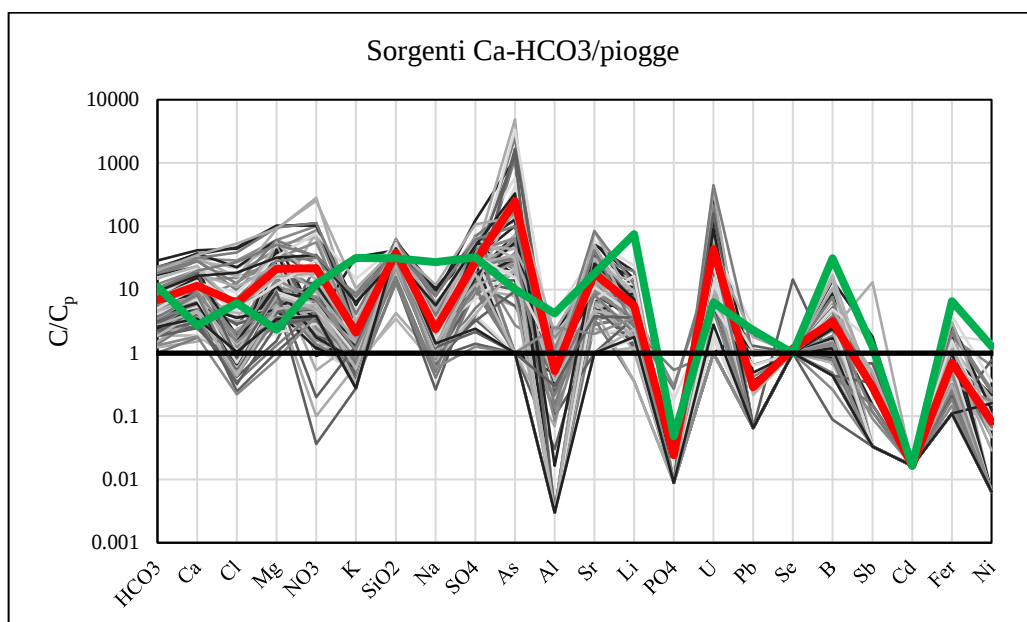


Figura 4.14 – Spettro per acque di sorgenti in facies Ca-HCO₃ normalizzate rispetto allo standard delle acque di pioggia.

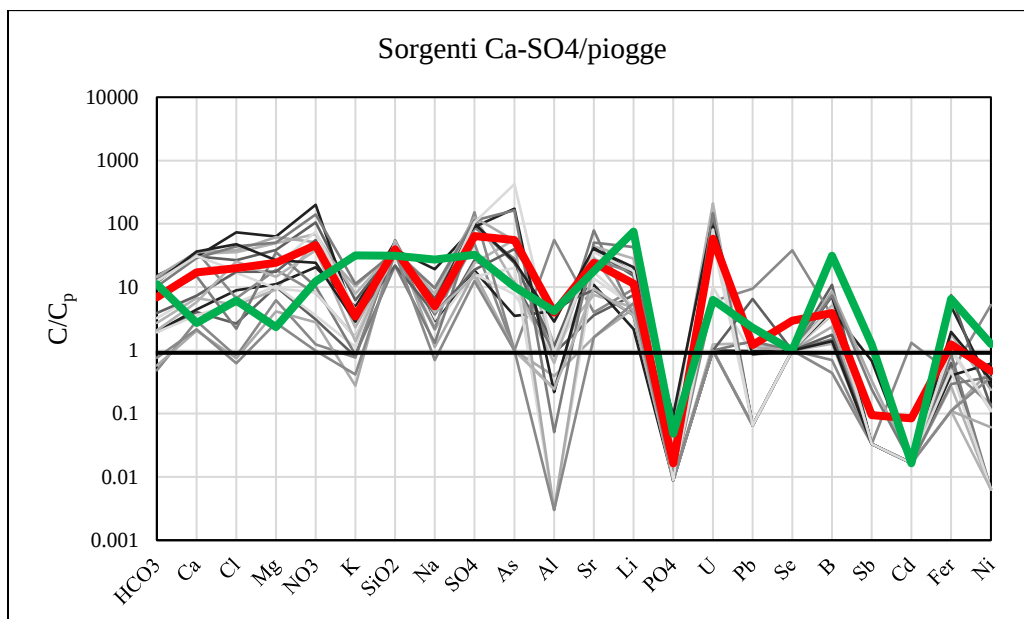


Figura 4.15 – Spettro per acque di sorgenti in facies Ca-SO₄ normalizzate rispetto allo standard delle acque di pioggia.

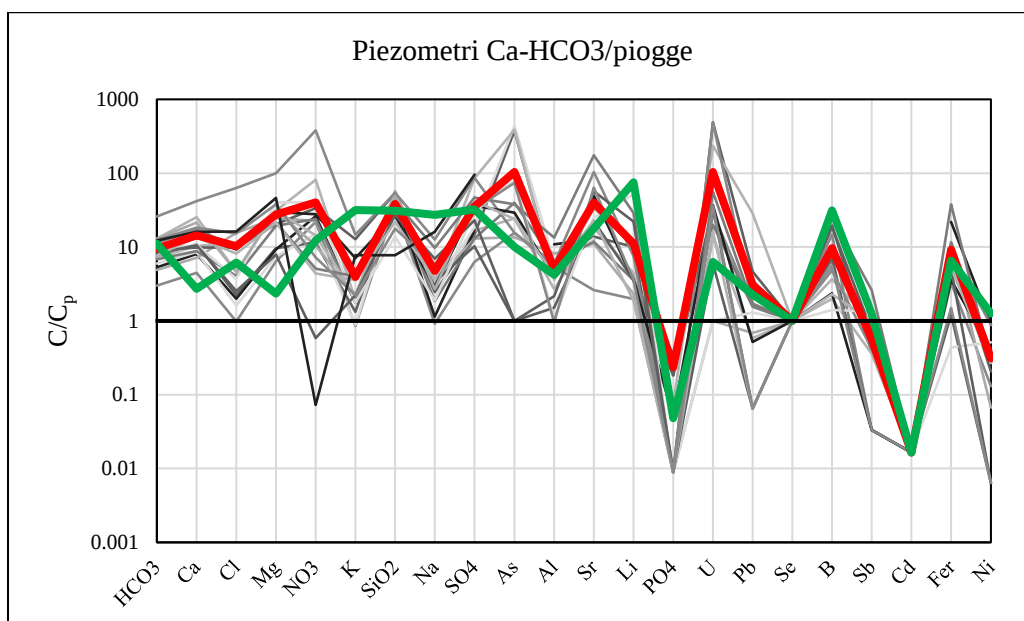


Figura 4.16 – Spettro di arricchimento per piezometri in facies Ca-HCO₃ normalizzati rispetto allo standard delle acque di pioggia.

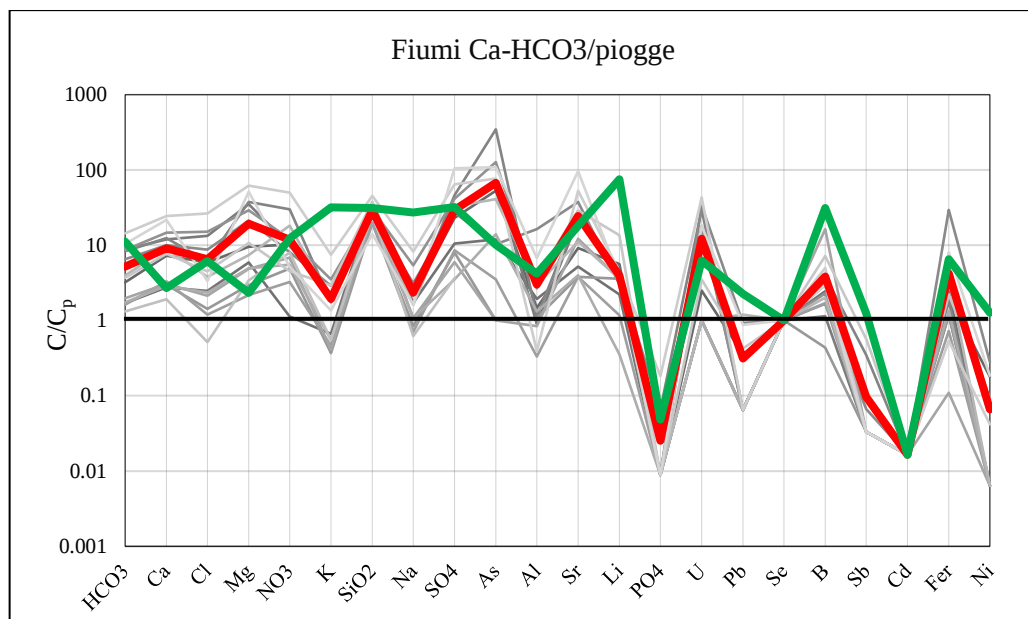


Figura 4.17 – Spettro per piezometri in facies Ca-SO₄ normalizzati rispetto allo standard delle acque di pioggia.

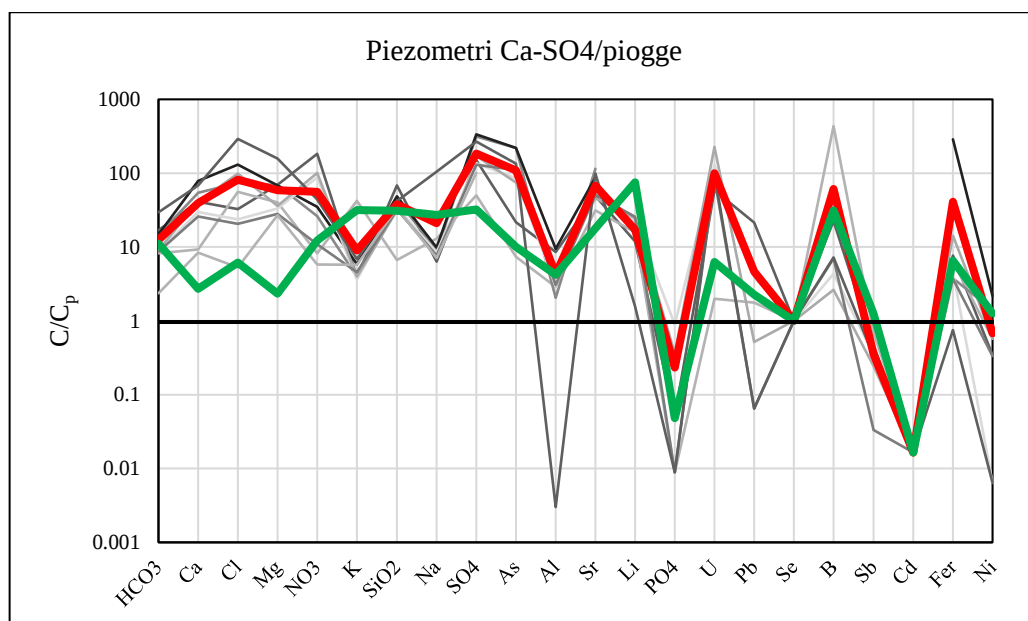


Figura 4.18 – Spettro per le acque dei fiumi in facies Ca-HCO₃ normalizzate rispetto allo standard delle acque di pioggia.

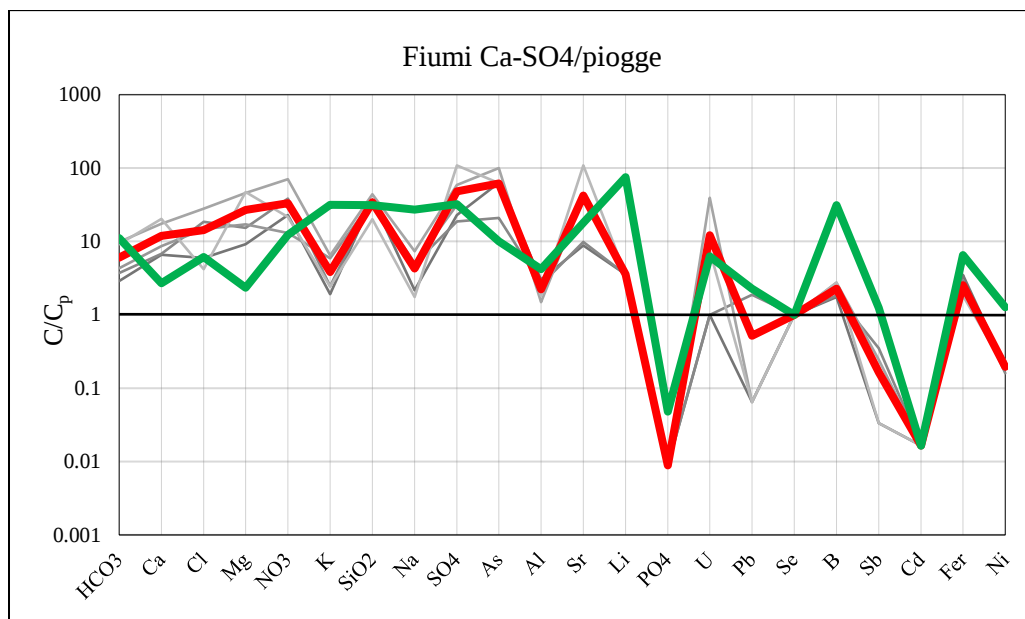


Figura 4.19 – Spettro di arricchimento per le acque dei fiumi in facies Ca-SO₄ normalizzate rispetto allo standard delle acque di pioggia.

Da questi grafici è difficile riconoscere dei veri e propri andamenti delle classi individuate da tipologia e facies idrochimica in relazione agli *end-members* della circolazione all'interno dell'ammasso roccioso. Certi elementi si arricchiscono e altri si impoveriscono, ma la variabilità è molto grande e le stesse medie sono molto distanti dai valori estremi. Inoltre, come si vede dalle figure, alcune famiglie di analisi sono costituite da molti rappresentanti, come ad esempio il gruppo delle sorgenti in facies Ca-HCO₃ che conta 88 righe di analisi, e altre da un numero molto inferiore, come i pozzi in facies Ca-SO₄ che sono solamente 4.

Non potendo riconoscere un andamento comune che giustificasse l'accorpamento dei punti di monitoraggio in questi gruppi, si è deciso di adottare un altro tipo di approccio classificativo, al fine di ottenere delle classi all'interno delle quali il comportamento, e quindi lo stadio evolutivo, possa essere considerato omogeneo.

Al fine di raggruppare i dati in gruppi più ristretti e coerenti è stata utilizzata una tecnica classificativa che prende il nome di *Cluster Analysis*. (Tryon, 1939)

4.8. CLUSTER ANALYSIS (CA)

I dati relativi alle medie delle analisi sugli elementi maggiori ed in traccia sono stati trasformati nel loro logaritmo naturale, escludendo per questo motivo le righe che presentavano valori nulli. Questo perché la trasformazione in logaritmo comprime i valori alti e distribuisce i valori bassi come ordini di grandezza. La trasformazione in Log è spesso utile quando c'è un alto grado di variazione all'interno delle variabili o un alto grado di variazione tra gli attributi di un campione (McCune e Grace, 2002). Questi sono stati raccolti ed importati all'interno del software PAST (Hammer, 2001). Sono state così analizzate 162 righe di analisi, 19 in meno rispetto alle 182 iniziali, rappresentanti le concentrazioni medie calcolate per ogni punto.

Come detto precedentemente, l'obiettivo è stato quello di riuscire a raggruppare le analisi in gruppi che fossero più significativi rispetto a quelli individuati sulla base della tipologia di punto e della sua facies idrochimica, per fare ciò è stata operata la *Cluster Analysis*.

Per *Cluster Analysis* (Tyron, 1939b) si intende un insieme di procedure finalizzate a ricavare una struttura a gruppi da un campione di dati. Queste sono applicate a svariati campi di ricerca, come la medicina, l'archeologia o l'economia.

In italiano prende il nome di analisi dei gruppi o delle classi, e permette di individuare in un insieme di oggetti di qualsiasi natura dei sottoinsiemi, i *clusters*, mutualmente esclusivi e tendenzialmente omogenei (Fig. 4.20).

Le tecniche di *cluster analysis* (CA) delimitano dei gruppi all'interno dei quali ogni osservazione è simile a tutte le altre che appartengono allo stesso gruppo, in funzione di alcuni criteri stabiliti dall'operatore. Alla fine del procedimento i cluster dovrebbero presentare un'alta omogeneità interna (intra-cluster) e un'alta eterogeneità esterna (inter-cluster). Quindi se la classificazione ha successo, gli oggetti all'interno dei cluster saranno vicini tra di loro, mentre gli oggetti che appartengono a diversi cluster saranno più lontani tra di loro (Stievano, 2006).

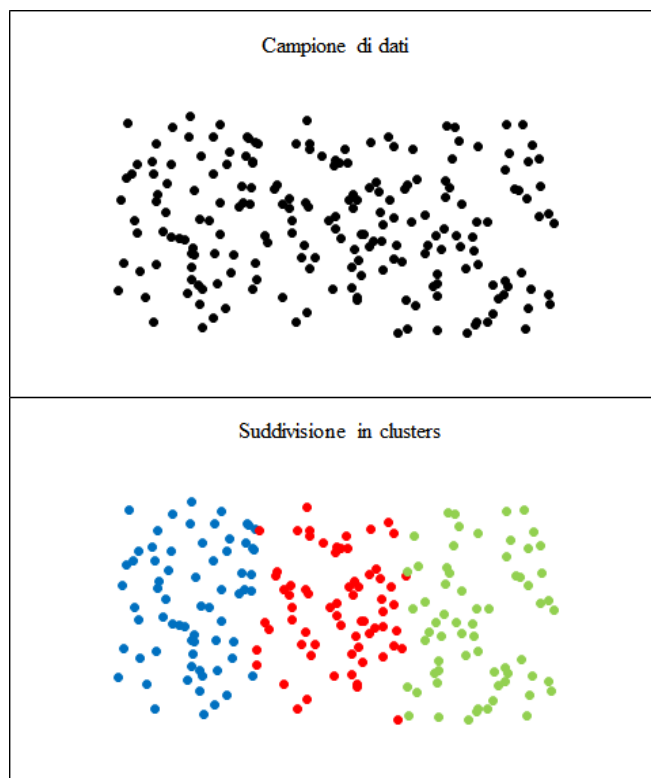


Figura 4.20 – Dati iniziali e gruppi ottenuti con la *Cluster Analysis* per un campione qualsiasi di dati.

Per classificare e raggruppare le unità statistiche in gruppi omogenei la tecnica si basa sul concetto di similarità o prossimità. Gli indici di prossimità tra coppie di unità statistiche forniscono le informazioni preliminari per poter individuare gruppi di unità omogenee.

Nel nostro caso le concentrazioni degli elementi chimici possono assumere infiniti valori, sono variabili continue, quindi la prossimità tra gli individui viene calcolata utilizzando le misure di dissimilarità (il complemento a 1 della similarità), e dato che le variabili sono di tipo quantitativo, vengono utilizzati come indici di prossimità le distanze. In altri termini, la distanza tra due valori dello stesso parametro in due analisi diverse fornisce la misura della somiglianza tra le due. Questa viene calcolata per ogni “dimensione”, ossia per ogni elemento chimico analizzato, confrontando tra di loro tutte le analisi.

Da una matrice di osservazioni multivariate si può ricavare una matrice di dissimilarità utilizzando le misure di distanza tra i punti. In questa analisi è stata calcolata la distanza euclidea, dove la matrice di dissimilarità può essere interpretata come la distanza tra due punti in uno spazio a p dimensioni (Fig 4.21).

Per lo studio delle analisi del database idrochimico in questione è stata effettuata una CA di tipo *gerarchico*.

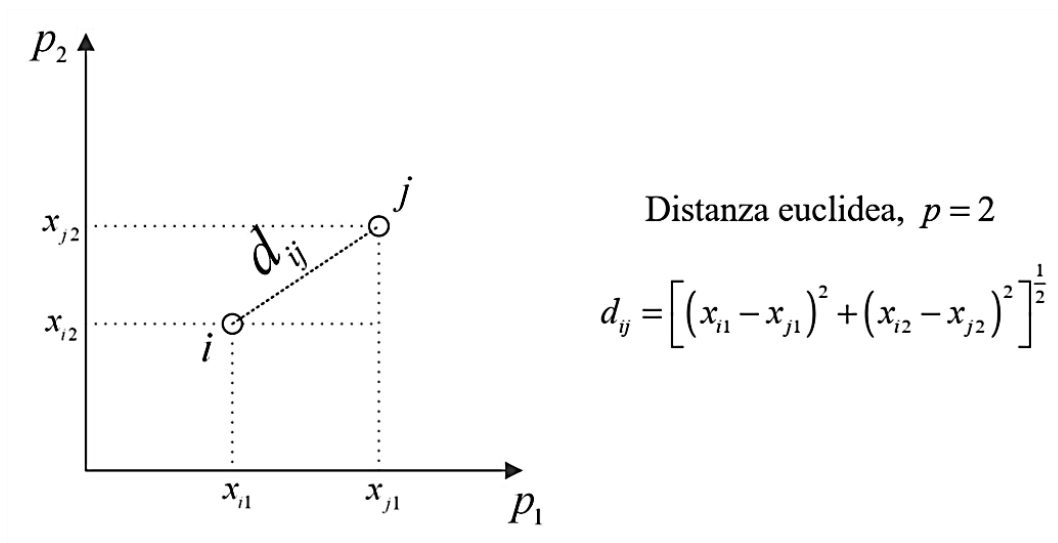


Figura 4.21 – Distanza euclidea per $p = 2$

Questo significa che la partizione dal campione ai gruppi avviene tramite una serie di fasi successive. Partendo da n cluster contenenti ciascuno un singolo individuo, l'algoritmo procede per fusioni fino a raggiungere un solo cluster contenente tutti gli n individui. Questo prende il nome di metodo *agglomerativo*. Esiste anche il metodo opposto, che procede per divisione dell'unico cluster iniziale ed è quello *divisivo* (Fig. 4.22). Nel nostro caso, si parte inizialmente da 162 cluster, e per fusione di questi si formano cluster sempre più grandi e meno numerosi fino a giungere ad un unico gruppo che contiene tutti i punti.

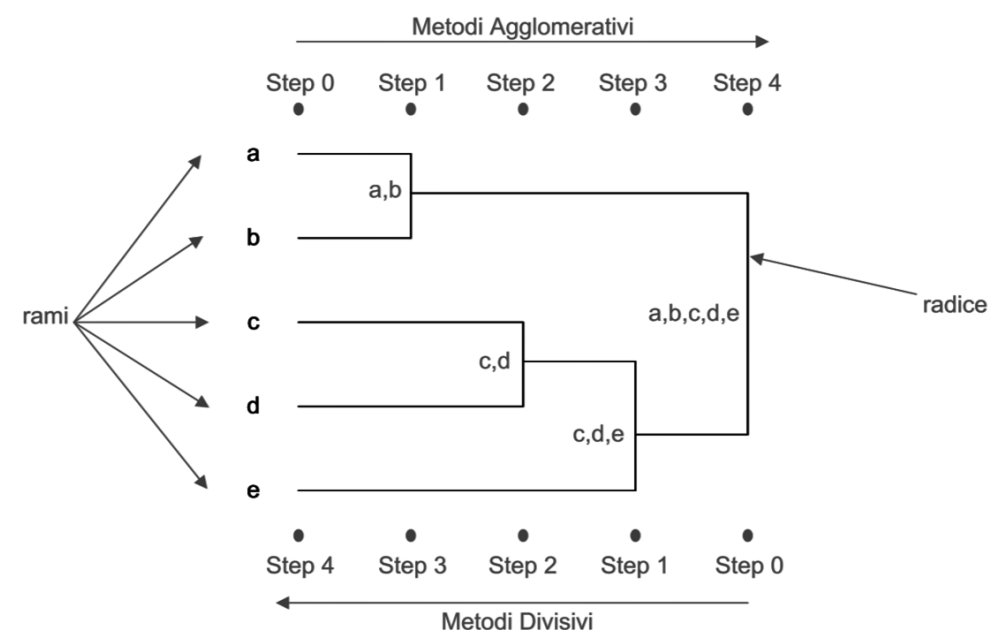


Figura 4.22 – Dendrogramma, struttura e metodi di costruzione

In Figura 4.23 viene mostrato il risultato della *Cluster Analysis* operata tramite il software. I “rami” rappresentano ciascuno il logaritmo delle concentrazioni medie calcolate per ogni punto di monitoraggio, e questi si uniscono diminuendo di numero fino a giungere all’unità. Il grado gerarchico a cui ci si è fermati per riconoscere delle classi è quello in cui vi sono 4 gruppi di punti agglomerati tramite il metodo gerarchico di classificazione di Ward (Ward, 1963). Il metodo di Ward realizza una classificazione gerarchica minimizzando la varianza delle variabili entro ciascun gruppo. Ad ogni stadio vengono quindi fusi i gruppi che producono il minimo aumento della varianza totale entro i gruppi. Questa tecnica permette di formare gruppi di dimensioni relativamente equivalenti e di forma tendenzialmente sferica. Questo metodo mira quindi ad ottenere la maggiore coesione interna possibile e la maggiore separazione esterna. In base ai dendrogrammi e alla scelta del livello di separazione dei dati sono state riconosciute quattro classi di punti di monitoraggio. Ad ogni riga del database corrispondente alla media di tutte le analisi svolte su quel punto, è stato associato anche il numero della classe alla quale appartiene. Le analisi sono state poi elaborate analogamente a quanto fatto nel paragrafo precedente ma considerando come famiglia di appartenenza non la facies idrochimica o la tipologia di punto di captazione ma la Classe ricavata dal raggruppamento operato dalla CA. In Figura 4.24 è rappresentata con colori diversi l’ubicazione dei punti suddivisi nelle classi di similarità trovate tramite questa tecnica.

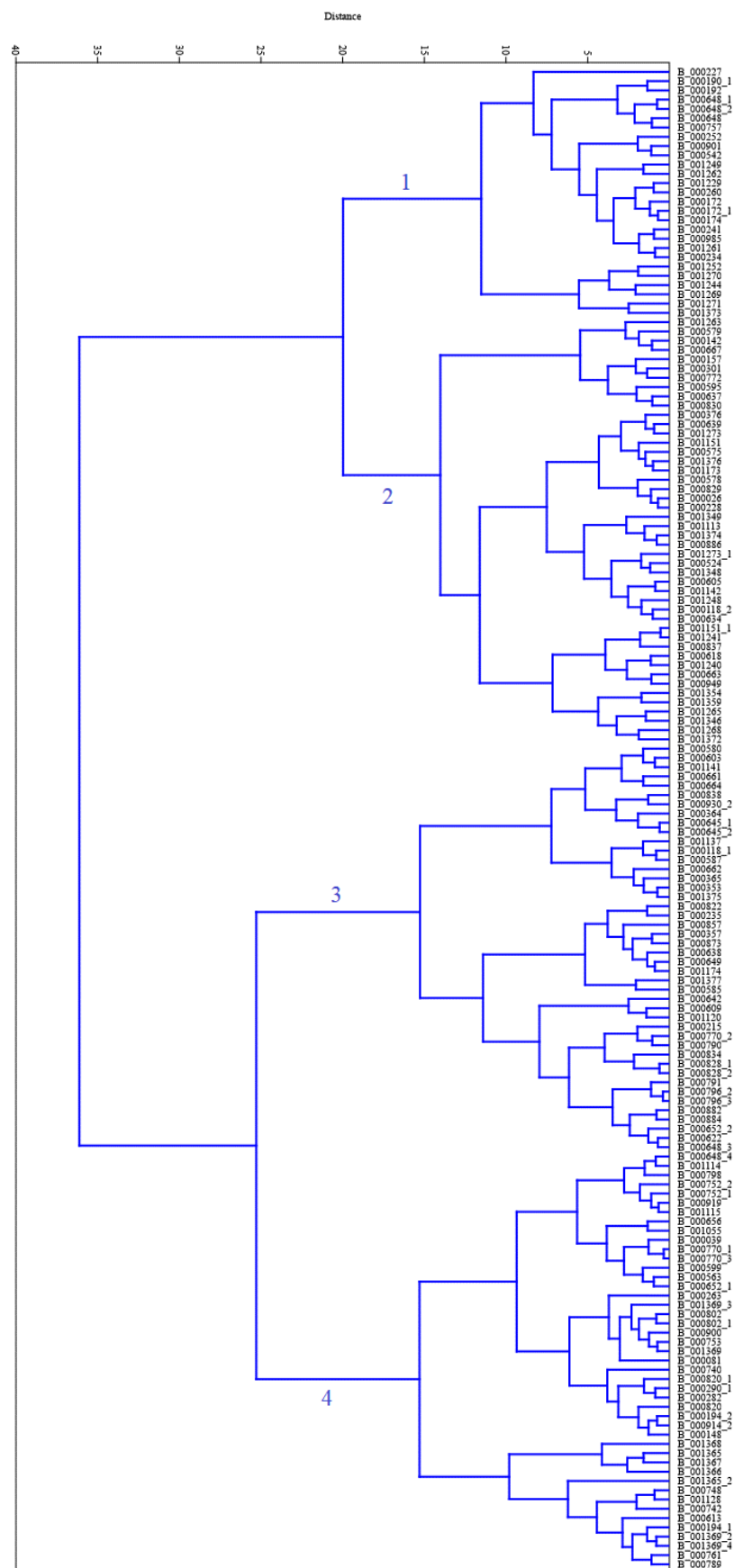


Figura 4.23 – (nella pagina precedente) Cluster Analysis elaborata a partire dai logaritmi delle concentrazioni medie per ogni punto. Sono state individuate 4 classi.

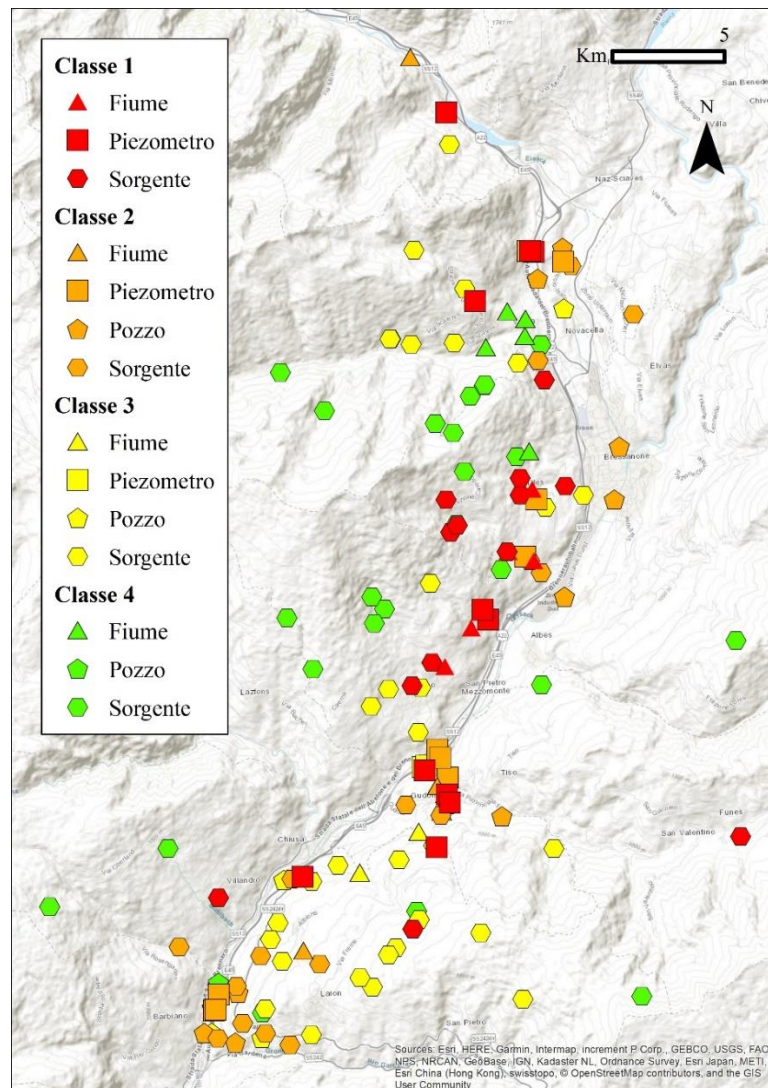


Figura 4.24 – Ubicazione dei punti suddivisi in base alla CA e alla tipologia

4.8.1. Spettri delle classi individuate con la CA

All'interno di queste classi possiamo vedere che l'andamento generale è omogeneo e le medie non si discostano eccessivamente dai valori estremi, ragione per cui il comportamento è sintetizzabile sulla base di queste. Inoltre, per la natura del metodo di Ward, il numero di elementi che ricadono nei gruppi è più omogeneo, infatti i punti sono così suddivisi:

- * Classe 1: 31 punti di monitoraggio;
- * Classe 2: 42 punti di monitoraggio;
- * Classe 3: 44 punti di monitoraggio;
- * Classe 4: 45 punti di monitoraggio.

Di seguito sono descritte le classi individuate con la CA:

Classe 1: la prima classe che è stata individuata mostra in Figura 4.25 una concentrazione media che ricalca grosso modo quella dei piezometri in facies $\text{Na}+\text{K}-\text{HCO}_3$, le acque contenute all'interno di questa classe hanno quindi delle caratteristiche simili a quelle delle acque vecchie, ossia che hanno limitato gli scambi con l'atmosfera al periodo pre-1952 (v. paragrafo 4.3.1) trovate nei piezometri più profondi. Rispetto a queste però, sono arricchite in Ca^{2+} e Mg^{2+} ed impoverite in K^+ e Na^+ . Le condizioni medie di queste acque quindi non sono così riducenti come quelle in cui si trovano le acque più profonde, ma riflettono un mescolamento con acque superficiali più ossidate.

Come mostrato in Tabella 4.2, di questa classe fanno parte 5 fiumi, 11 piezometri e 15 sorgenti. L'ubicazione dei punti appartenente a questa classe è mostrata in Figura 4.26.

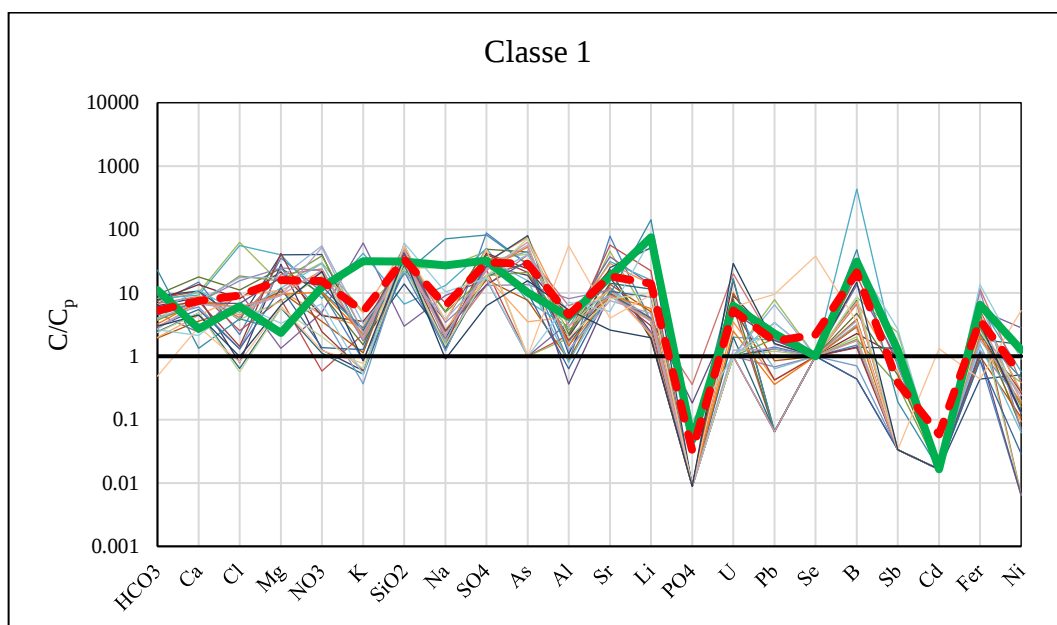


Figura 4.25 – Spettro per gli elementi delle analisi che ricadono all'interno della classe 1 individuata tramite CA. La linea rossa tratteggiata rappresenta la concentrazione media degli ioni disciolti, quella verde la media dei piezometri in facies $\text{Na}+\text{K}-\text{HCO}_3$. La linea orizzontale nera rappresenta la concentrazione delle acque di pioggia prese come standard.

Cluster class	Tipo	Facies Idrochimica	ID
1	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000172_1
1	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000901
1	Fiume	Ca-HCO ₃	B_001113
1	Fiume	Ca-SO ₄	B_000172
1	Fiume	Ca-SO ₄	B_000241
1	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001249
1	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001261
1	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001262
1	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001349
1	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001373
1	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001374
1	Piezometro	Ca-SO ₄	B_001270
1	Piezometro	Na+K-Cl	B_001269
1	Piezometro	Na+K-HCO ₃	B_001244
1	Piezometro	Na+K-HCO ₃	B_001252
1	Piezometro	Na+K-HCO ₃	B_001271
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000190_1
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000192
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000252
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000648
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000648_1
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000648_2
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000757
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000886
1	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001229
1	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000174
1	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000227
1	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000234
1	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000260
1	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000542
1	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000985

Tabella 4.2 – Punti di monitoraggio raggruppati nella classe 1 secondo la CA.

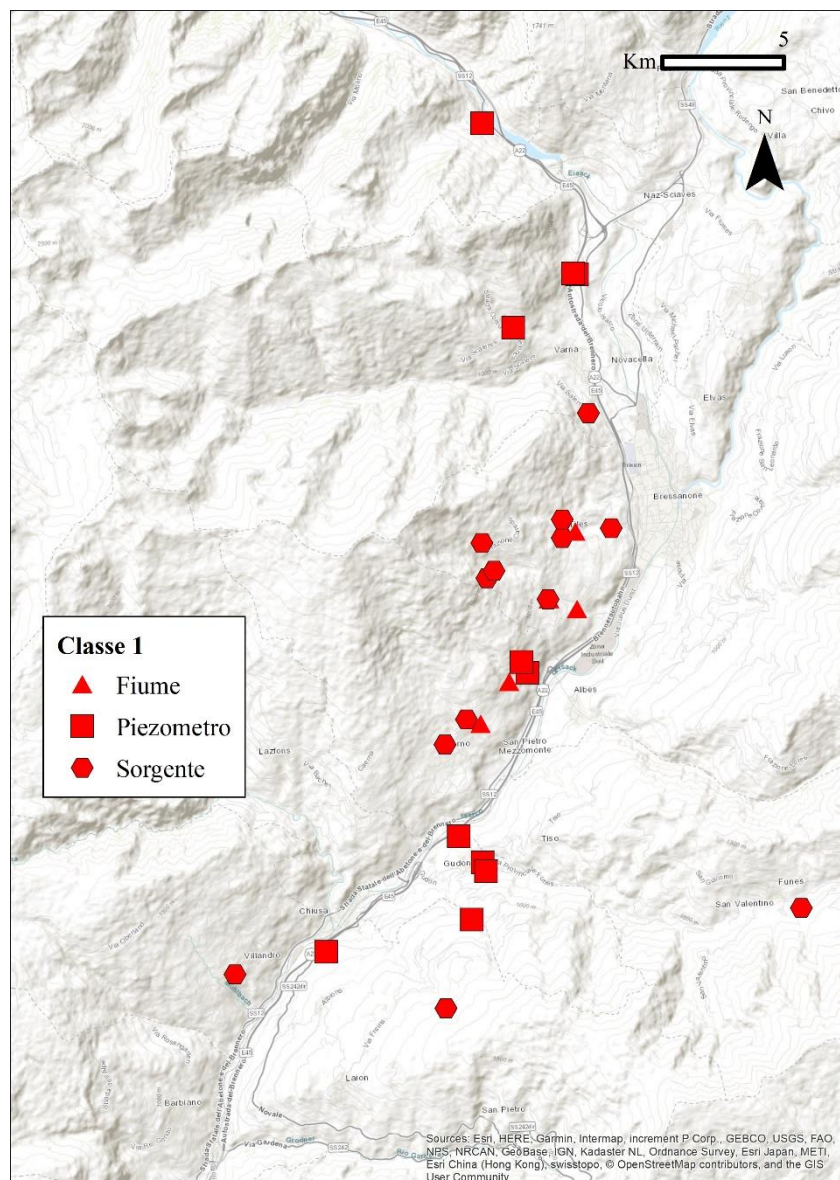


Figura 4.26 – Ubicazione dei punti appartenenti alla Classe 1

Classe 2: questa classe presenta degli spettri simili alla classe precedente, con un arricchimento relativo in Ca^{2+} e Mg^{2+} maggiore e un collaterale impoverimento in cationi monovalenti (Fig 4.27). Si può ipotizzare che questa classe comprenda le acque che abbiano circolato per un tempo inferiore a quelle della classe precedente ma comunque per un periodo medio-lungo.

È inoltre da notare un arricchimento importante in Uranio, un elemento in traccia nelle acque che può entrare in soluzione facilmente qualora si trovasse in condizioni redox favorevoli, in quanto lo ione esavalente U^{6+} che si forma a partire dall'ossidazione del U^{4+} , fa parte degli ossocomplessi solubili. Questa è un'altra ipotesi a sostegno del fatto che ci stiamo spostando verso condizioni più ossidanti, cioè verso un maggiore mescolamento con acque giovani e superficiali.

Come mostrato in Tabella 4.3, di questa classe fanno parte 6 fiumi, 10 piezometri, 10 pozzi e 16 sorgenti. L'ubicazione dei punti appartenente a questa classe è mostrata in Figura 4.28.

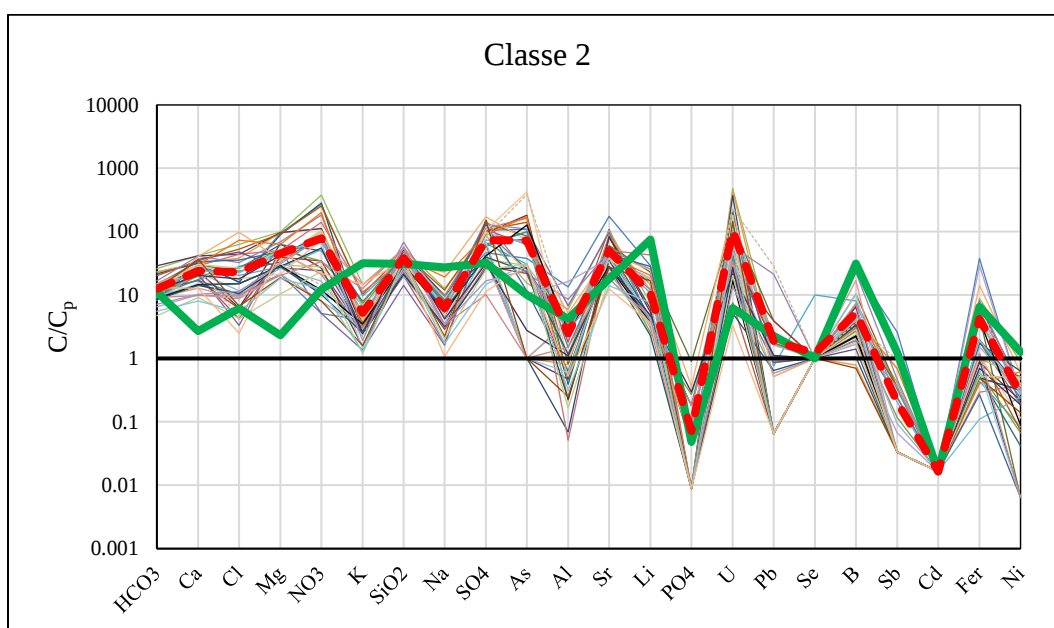


Figura 4.27 – Spettro per gli elementi delle analisi che ricadono all'interno della classe 2 individuata tramite CA. La linea rossa tratteggiata rappresenta la concentrazione media degli ioni disciolti, quella verde la media dei piezometri in facies $\text{Na}+\text{K}-\text{HCO}_3$. La linea orizzontale nera rappresenta la concentrazione delle acque di pioggia prese come standard.

Cluster class	Tipo	Facies Idrochimica	ID
2	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000524
2	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000639
2	Fiume	Ca-HCO ₃	B_001151_1
2	Fiume	Ca-HCO ₃	B_001273_1
2	Fiume	Ca-SO ₄	B_001151
2	Fiume	Ca-SO ₄	B_001273
2	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001248
2	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001263
2	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001268
2	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001346
2	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001348
2	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001372
2	Piezometro	Ca-SO ₄	B_001265
2	Piezometro	Ca-SO ₄	B_001354
2	Piezometro	Ca-SO ₄	B_001359
2	Piezometro	Ca-SO ₄	B_001376
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000026
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000118_2
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000228
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000301
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000376
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000578
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000829
2	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000837
2	Pozzo	Ca-SO ₄	B_000605
2	Pozzo	Ca-SO ₄	B_000618
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000142
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000157
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000634
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000830
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000637
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000667
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000772
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001240
2	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001241
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000575
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000579
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000595
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000663
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_001142
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_001173
2	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000949

Tabella 4.3 - Punti di monitoraggio raggruppati nella classe 2 secondo la CA.

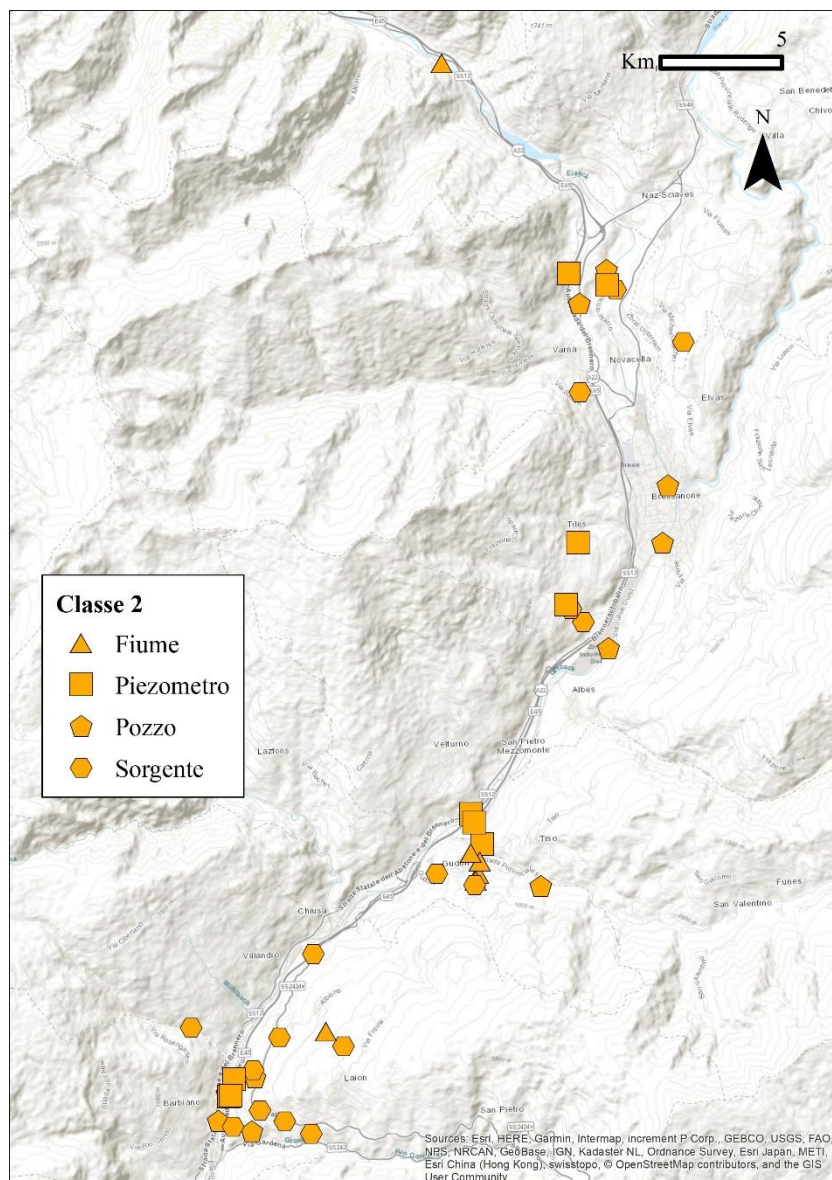


Figura 4.28 – Ubicazione dei punti appartenenti alla Classe 2

Classe 3: Ripercorrendo a ritroso il percorso delle acque nella loro circolazione all'interno dell'ammasso roccioso, troviamo che nelle acque della classe 3 sono ancora più accentuati gli impoverimenti relativi in cationi di elementi del primo gruppo. Una cosa che si può notare a differenza della classe precedente è il grande arricchimento relativo delle acque in arsenico (Fig 4.29). L'arsenico in questo caso fornisce il discriminante che predomina nella suddivisione dei gruppi in base alle caratteristiche di similarità operata dal metodo di Ward, e si può affermare per questo motivo che le acque della classe 3 siano, come per la classe precedente, il risultato di un mescolamento di acque più giovani ed acque più vecchie, ma che hanno come caratteristica predominante la presenza di concentrazioni molto maggiori di As rispetto alle acque di pioggia. Questo arricchimento potrebbe avere origine nella dissoluzione di minerali quali l'arsenopirite, qui presente nelle filladi. (Strauhal, 2016). Come mostrato in Tabella 4.4, di questa classe fanno parte 2 fiumi, 2 piezometri, 5 pozzi e 35 sorgenti. L'ubicazione dei punti appartenente a questa classe è mostrata in Figura 4.30.

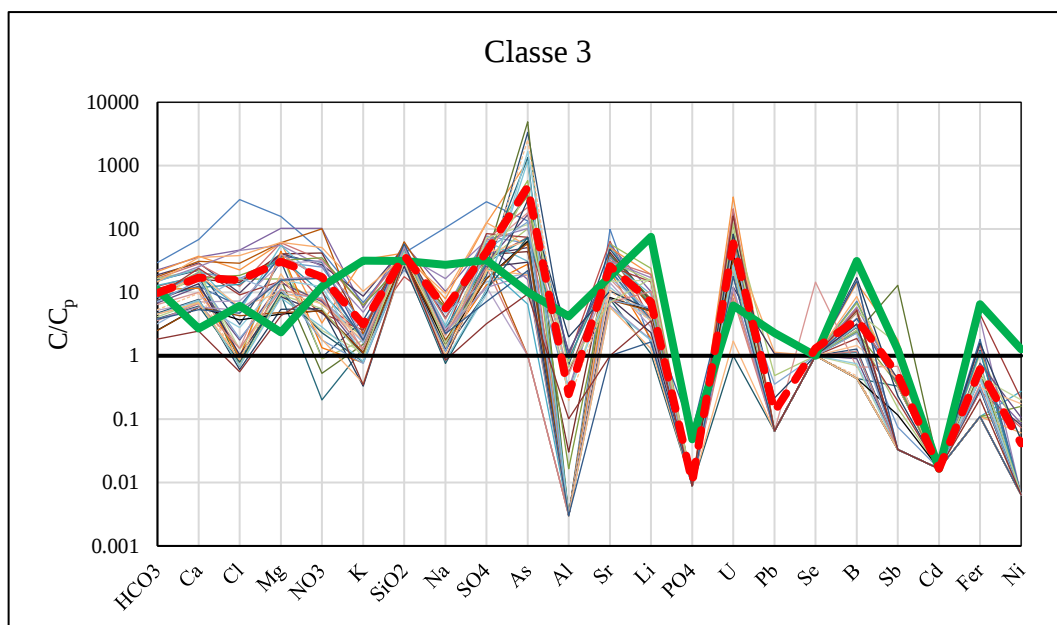


Figura 4.29 - Spettro per gli elementi delle analisi che ricadono all'interno della classe 3 individuata tramite CA. La linea rossa tratteggiata rappresenta la concentrazione media degli ioni disciolti, quella verde la media dei piezometri in facies Na+K-HCO₃. La linea orizzontale nera rappresenta la concentrazione delle acque di pioggia prese come standard.

Cluster class	Tipo	Facies Idrochimica	ID
3	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000353
3	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000365
3	Piezometro	Ca-HCO ₃	B_001375
3	Piezometro	Ca-SO ₄	B_001377
3	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000118_1
3	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000580
3	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000662
3	Pozzo	Ca-HCO ₃	B_000822
3	Pozzo	Ca-SO ₄	B_000587
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000215
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000235
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000357
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000364
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000585
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000603
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000609
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000622
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000638
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000642
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000645_1
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000645_2
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000648_3
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000649
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000652_2
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000661
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000664
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000770_2
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000790
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000796_2
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000796_3
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000828_1
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000828_2
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000834
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000838
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000873
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000882
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000884
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000930_2
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001120
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001137
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001141
3	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001174
3	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000791
3	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000857

Tabella 4.4 - Punti di monitoraggio raggruppati nella classe 3 secondo la CA.

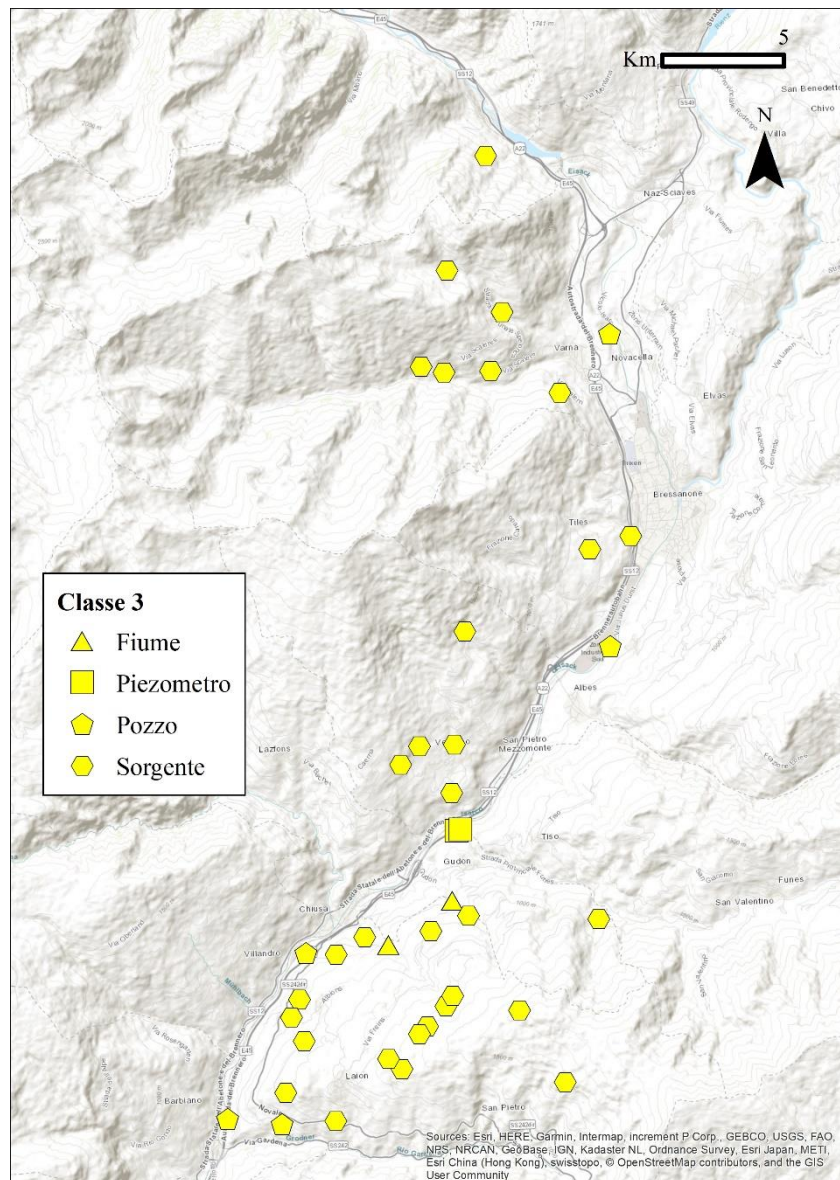


Figura 4.30 – Ubicazione dei punti appartenenti alla Classe 3

Classe 4: Questa è la classe che rappresenta le acque più giovani, quindi quelle che hanno seguito percorsi di circolazione più brevi e che hanno mantenuto quindi caratteristiche più simili alle acque di pioggia. Come si può vedere in Figura 4.31 la linea che rappresenta la concentrazione media delle acque dei punti che appartengono a questa classe è quasi sempre al di sotto della media delle concentrazioni delle acque dei piezometri profondi. E viceversa la concentrazione media si avvicina a quella dello standard delle piogge preso in considerazione inizialmente. Come mostrato in Tabella 4.5, di questa classe fanno parte 5 fiumi, 4 pluviometri, 1 pozzo e 34 sorgenti. L'ubicazione dei punti appartenente a questa classe è mostrata in Figura 4.32.

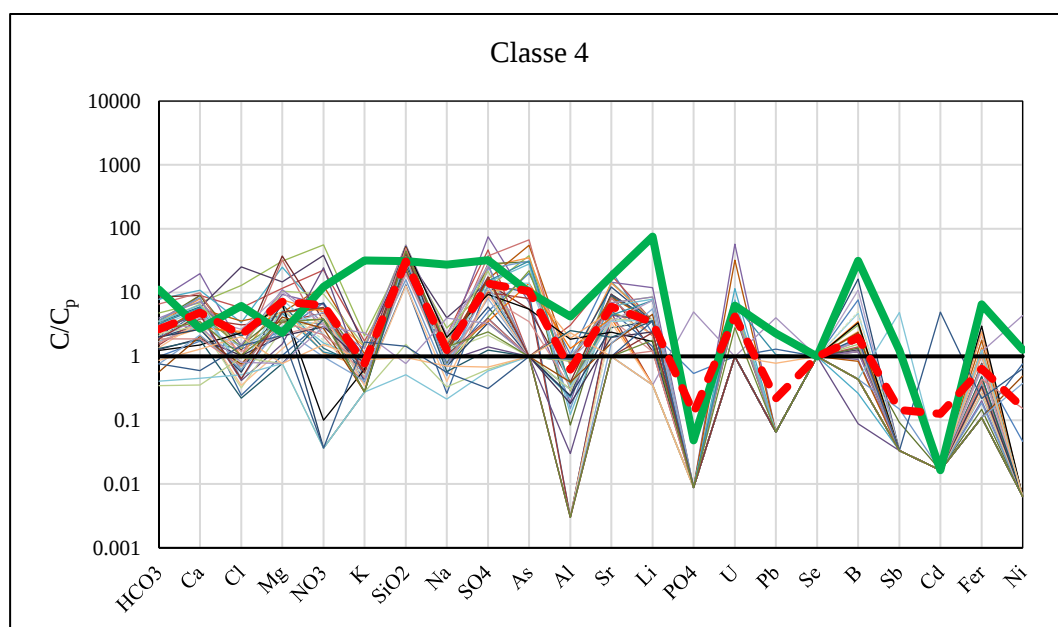


Figura 4.31 - Spettro per gli elementi delle analisi che ricadono all'interno della classe 4 individuata tramite CA. La linea rossa tratteggiata rappresenta la concentrazione media degli ioni disciolti, quella verde la media dei piezometri in facies Na+K-HCO₃. La linea orizzontale nera rappresenta la concentrazione delle acque di pioggia prese come standard.

Cluster class	Tipo	Facies Idrochimica	ID
4	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000290_1
4	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000802
4	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000802_1
4	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000820
4	Fiume	Ca-HCO ₃	B_000820_1
4	Pluviometro	Ca-HCO ₃	B_001365
4	Pluviometro	Ca-HCO ₃	B_001365_2
4	Pluviometro	Ca-HCO ₃	B_001366
4	Pluviometro	Ca-HCO ₃	B_001367
4	Pluviometro	Ca-HCO ₃	B_001368
4	Pozzo	Ca-SO ₄	B_000039
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000081
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000194_1
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000194_2
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000282
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000563
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000613
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000648_4
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000652_1
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000656
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000740
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000742 - B_000745
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000748
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000761
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000770_1
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000770_3
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000789
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000798
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000599
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000752_1
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000900
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000914_2
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000919
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001114
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001115
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000752_2
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_000753
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001369
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001369_2
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001369_3
4	Sorgente	Ca-HCO ₃	B_001369_4
4	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000148
4	Sorgente	Ca-SO ₄	B_000263
4	Sorgente	Ca-SO ₄	B_001055
4	Sorgente	Ca-SO ₄	B_001128

Tabella 4.5 - Punti di monitoraggio raggruppati nella classe 4 secondo la CA.

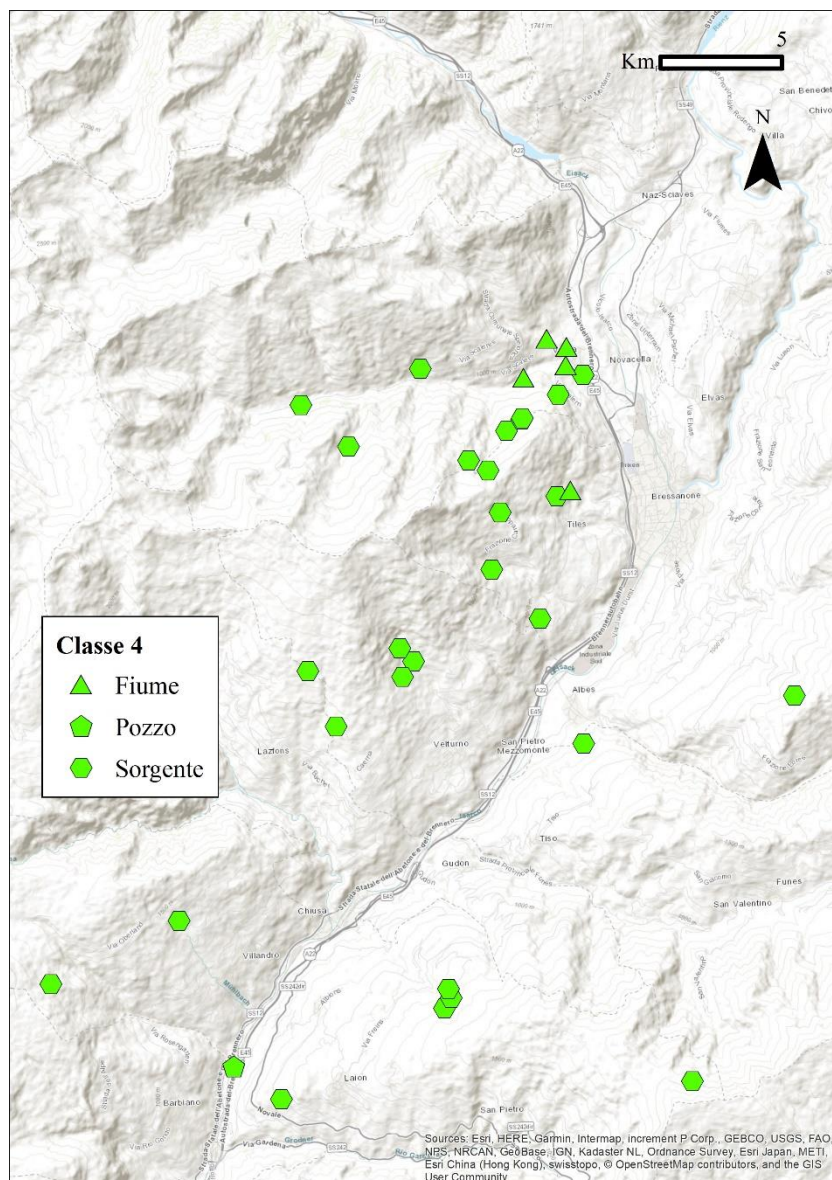


Figura 4.32 – Ubicazione dei punti appartenenti alla Classe 4

L'evidenza che le classi siano rappresentative di ambienti man mano più ossidanti dalla Classe 1, ipotizzata come rappresentante di acque vecchie e profonde, fino alla Classe 4, che invece rappresenta le acque più giovani e superficiali, simili alle acque di pioggia, si ha osservando il variare dei valori di ORP (potenziale di ossido-riduzione) medio per ogni classe (Fig. 4.33).

Quello che è stato possibile ottenere tramite l'utilizzo della *Cluster Analysis*, è stato un raggruppamento delle analisi più omogeneo rispetto a quello semplicemente operato con la suddivisione in base alla facies idrochimica e al tipo di punto di captazione. È possibile infatti vedere negli andamenti delle concentrazioni degli elementi all'interno delle classi

una maggiore compattezza, dovuta alla similarità con la quale le analisi sono state raggruppate. Questo è in grado di rendere possibile una classificazione alternativa a quella tradizionale, più dispersiva. È stato fondamentale porre le condizioni iniziali rispetto a questa analisi: conoscendo in anticipo le caratteristiche delle acque è stato possibile dare una valenza alla suddivisione operata dall'algoritmo.

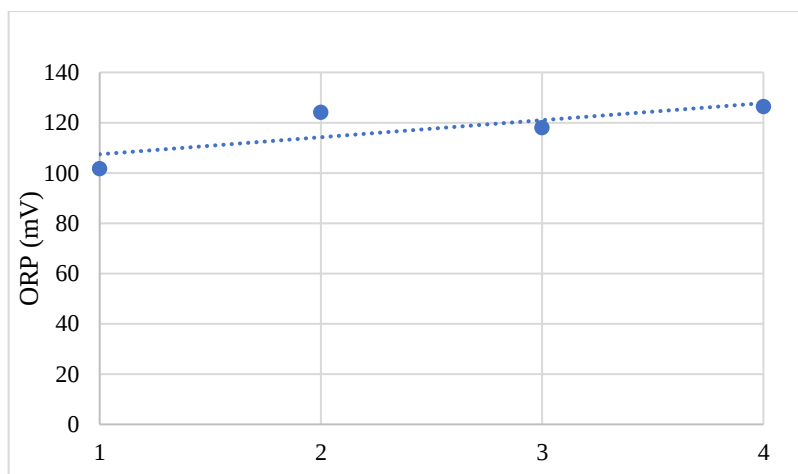


Figura 4.33 – Valori medi di ORP per ogni Classe individuata dalla CA

4.9. Principal Component Analysis (PCA)

La Principal Component Analysis (PCA) o analisi alle componenti principali, è una tecnica statistica che permette di identificare degli schemi all'interno di un set di dati (Fig. 4.34), permettendo di esprimere gli stessi in modo tale da evidenziare le loro similitudini e differenze. Dato che gli schemi sono difficili da trovare all'interno di data set di grandi dimensioni, dove non è possibile avere una rappresentazione grafica, la PCA è uno strumento potente per analizzare i dati. L'altro grande vantaggio della PCA è che una volta che questi schemi sono stati trovati e vengono compressi i dati, ad esempio riducendo il numero di dimensioni, questo non porterà ad una grande perdita di informazioni. (Smith, 2002)

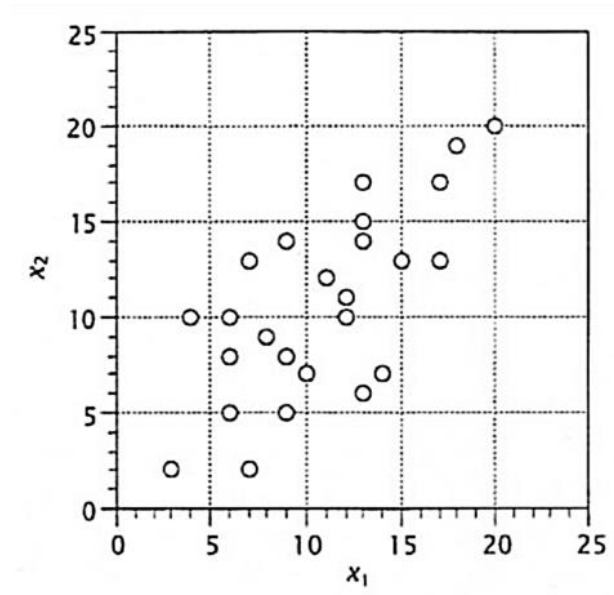


Figura 4.34 – Grafico a dispersione di dati bivariati. Le due variabili sono qui x_1 e x_2 e i dati si dispongono arbitrariamente nello spazio bidimensionale (da Davis, 2002).

Le componenti principali non sono altro che gli autovettori di una matrice di varianza-covarianza o una matrice di correlazione. Secondo le relazioni in Eq. 4.1 e 4.2:

$$var(X) = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(X_i - \bar{X})}{(n - 1)}$$

$$cov(X, Y) = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{(n - 1)}$$

Equazione 4.1 – Varianza e covarianza per dati bivariati

In una matrice, è possibile vedere le righe come le coordinate del vertice di un vettore che rappresenta quella riga.

$$S = \begin{bmatrix} \text{Var}[X_1] & \text{Cov}[X_1, X_2] \\ \text{Cov}[X_2, X_1] & \text{Var}[X_2] \end{bmatrix}$$

Equazione 4.2 – Matrice S di varianza-covarianza

Inoltre, questi vettori possono essere utilizzati per definire gli assi all'interno di un ellissoide m -dimensionale, con m numero di variabili del data set. Gli autovettori della

matrice restituiscono le orientazioni degli assi principali dell'ellissoide, e gli autovalori rappresentano la lunghezza dei semiassi di questo. Lo scopo della PCA è trovare questi assi e misurarne i moduli. In Figura 4.35 è mostrata la rappresentazione vettoriale degli elementi nella matrice 2×2 di varianza-covarianza S calcolata a partire dai dati in Fig. 4.34. Il vettore tratteggiato a rappresenta la prima colonna della matrice, il vettore tratteggiato b la seconda. Il vettore 1 è il primo asse principale dell'ellisse che racchiude i dati e rappresenta la prima colonna della matrice degli autovettori. Il vettore 2 è il secondo asse principale e rappresenta la seconda colonna degli autovettori. Le lunghezze degli assi sono uguali al primo e al secondo autovalore. Il primo componente principale spiega lo 86% della varianza totale, il secondo ne spiega il 14%.

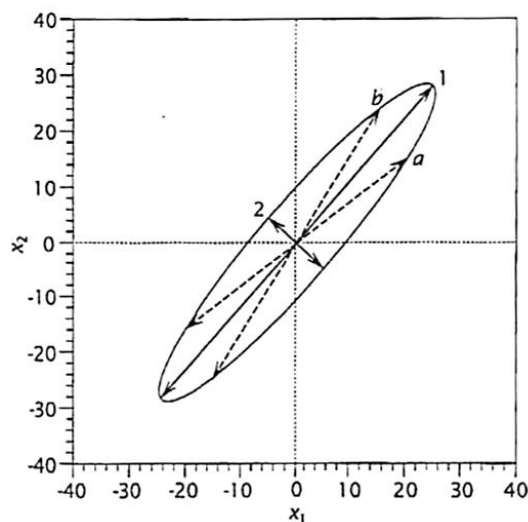


Figura 4.35 – Ellissoide di distribuzione dei dati e autovettori della matrice S

Gli autovalori rappresentano inoltre la varianza del data set, quindi il rapporto tra la lunghezza di ciascun semiasse dell'ellissoide e la varianza totale fornisce la percentuale di varianza contenuta in ciascun semiasse.

Le componenti principali sono quindi le direzioni in cui i dati sono più ampiamente distribuiti. In Figura 4.36 è possibile vedere come i valori di Figura 4.34 sono riorientati secondo la direzione di massima e minima dispersione (variabilità) individuate dai semiassi dell'ellissoide. Gli assi del grafico sono le componenti principali.

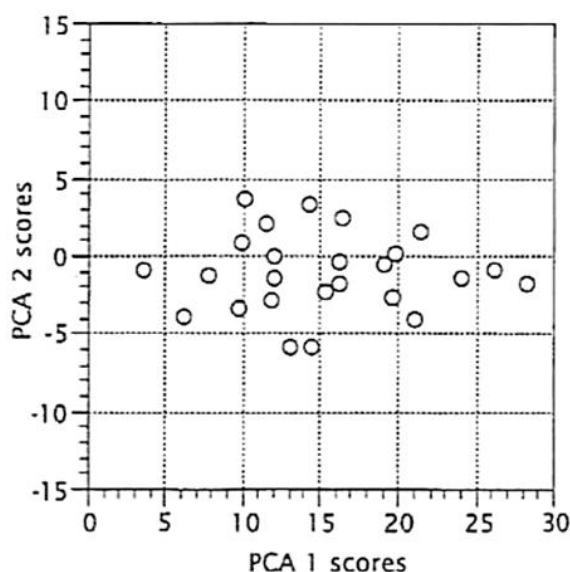


Figura 4.36 –Scatter plot dei dati ridistribuiti secondo le PC

Tramite l'utilizzo di questa tecnica si è cercato di individuare quali sono i parametri chimico-fisici e geometrici lungo le quali è massimizzata la variabilità dei dati. Questo permette di vedere quali sono i fattori che guidano maggiormente le differenze nelle composizioni delle acque.

I parametri che sono stati considerati per la PCA sono stati tutti quelli contenuti all'interno del database ad eccezione degli isotopi, cioè parametri chimico-fisici, elementi maggiori ed elementi in traccia.

Elementi maggiori: Alcalinità (HCO_3^-), Calcio (Ca^{2+}), Cloruri (Cl^-), Nitrati (NO_3^-), Potassio (K^+), Magnesio (Mg^{2+}), Silice (SiO_2), Sodio (Na^+), Solfati (SO_4^{2-}).

Elementi in traccia: Arsenico (As), Alluminio (Al), Stronzio (Sr), Litio (Li), Fosfati (PO_4^{3-}), Uranio (U), Piombo (Pb), Selenio (Se), Boro (B), Antimonio (Sb), Cadmio (Cd), Ferro (totale, Fe), Nichel (Ni), Berillio (Be), Cobalto (Co), Cromo (totale, Cr).

Parametri chimico-fisici: Temperatura (acqua; T), Conducibilità specifica a 25°C (SpCE), Ossigeno disciolto (percentuale), Potenziale di Ossido-Riduzione (ORP), pH.

Insieme a questi sono stati calcolati per ogni punto i seguenti parametri geometrici (o distanze):

- * Quota del punto di campionamento;
- * Distanza da fiumi;
- * Distanza da faglie;
- * Distanza da frane;
- * Distanza da spartiacque;
- * Distanza da limite geologico.

Ricavati a partire dagli *shapefiles* di idrografia, lineazioni, carta geologica e limiti dei bacini idrografici forniti da ENSER S.r.l.

Il primo parametro calcolato tra questi è stato ricavato direttamente dal database, eccezion fatta per i punti che rappresentano i piezometri. La quota del punto di campionamento per i piezometri è stata infatti ricavata a partire dalle sezioni originali del progetto, che comprendono la profondità del piezometro, la quota del boccaforo e la lunghezza del tratto filtrato. Come valore è stata scelta come rappresentativa la quota corrispondente alla metà della profondità del tratto filtrato.

Al fine di ricavare i valori di prossimità con le entità geologiche/geomorfologiche sopraelencate è stato utilizzato in ambiente ArcGIS il *tool* “Near” (Analysis tools > Proximity > Near) (Fig 4.37), uno strumento in grado di calcolare la minima distanza tra un punto, nel nostro caso il punto del monitoraggio, e un’altra unità, che può essere un poligono come nel caso delle unità geologiche, frane comprese, o una linea come i lineamenti tettonici e la rete idrografica.

Una volta raccolti tutti i dati in un’unica Tabella, questi sono stati importati all’interno del software PAST, al fine di operare la PCA.

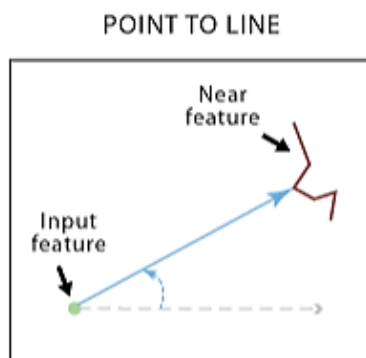


Figura 4.37 – Distanza calcolata tramite il *tool* “Near” in ArcGIS, qui l’esempio di una distanza tra un punto e uno *shape* lineare.

SI tratta di dati molto eterogenei, che comprendono: concentrazioni, lunghezze, percentuali, temperature ed altre grandezze. Per rendere il tutto più omogeneo è stata operata la trasformazione tramite logaritmo. La trasformazione in logaritmo non cambia di molto il risultato, dato che la rotazione delle componenti principali non subisce modifiche sostanziali. È però una buona scelta da operare quando, come nel nostro caso, si vogliono eliminare degli effetti che possono dominare la PCA. Valori alti tendono ad avere infatti un peso considerevole all'interno dell'algoritmo (Besse, 1994). Quindi, mettendo a confronto, per esempio, distanze chilometriche e millesimi di microgrammi/litro, si rischia di rendere l'analisi poco efficace, soprattutto a causa di valori estremi molto distanti tra loro.

Una volta operata la trasformazione in logaritmo è possibile scegliere la matrice della quale calcolare autovettori ed autovalori, nel caso in cui i dati abbiano unità di misura diverse è consigliato optare per la matrice di correlazione, se i valori sono omogenei, come quelli Log-trasformati, è possibile usare la matrice di varianza-covarianza.

I risultati di questa analisi, che verranno presentati di seguito, avrebbero dovuto aiutarci a capire quali parametri fossero più significativi nelle differenze tra le caratteristiche delle acque.

4.9.1. PCA su tutti i punti

L'idea iniziale era quella di portare tutti i punti di monitoraggio all'interno del software per svolgere una PCA che potesse evidenziare tra tutti i parametri quali fossero quelli che maggiormente influenzano le differenze nel chimismo delle acque. Sono quindi stati considerati in una prima fase tutti i parametri menzionati nel paragrafo precedente.

La prima PCA contiene quindi tutti i punti e tutti i 36 parametri costituiti da:

- * Elementi maggiori;
- * Elementi in traccia;
- * Parametri chimico-fisici;
- * Distanze.

Questa prima elaborazione mostra come non vi sia una componente principale in grado di spiegare la maggior parte della variabilità dei dati. La componente principale 1 infatti, che rappresenta l'autovalore maggiore della matrice di varianza-covarianza, riesce a spiegare solo il 22% della variabilità (Tab. 4.5).

Per prendere in carico la maggior parte della variabilità, come si vede dallo *scree plot* in Figura 4.38, bisogna sommare le percentuali di variabilità spiegate dalle prime 5 componenti, ossia quelle al di sopra della linea rossa. Questo grafico mostra in corrispondenza della rottura di pendenza il limite inferiore delle componenti in grado di spiegare la variabilità dei dati.

Queste componenti sono rappresentate dai punti che stanno al di sopra della linea rossa del grafico in Figura 4.38 e la somma delle percentuali di variabilità che sono in grado di spiegare raggiunge un valore comunque modesto di 68.8%.

Viene poi elaborato il *biplot* corrispondente alla distribuzione lungo le componenti principali 1 e 2. Questo serve a sintetizzare le direzioni lungo le quali i dati sono più dispersi e quali sono i fattori più responsabili di questa variabilità. Le barre verdi indicano il fattore che più pesa nella distribuzione dei punti che si trovano lungo quella direzione, e la lunghezza della barra rappresenta il peso di quella variabile rispetto alla distribuzione totale. Orientazioni parallele degli assi rappresentano correlazioni positive o negative tra le variabili (rispettivamente se ad angolo acuto o ad angolo ottuso) mentre assi ad angolo retto rappresentano assenza di correlazione tra le variabili rappresentate.

Per quanto riguarda il *biplot* in Figura 4.39, quasi tutti i parametri sono disposti nella direzione della componente principale 1, ma è evidente come il parametro che si discosta dagli altri sia la “distanza dai fiumi”. Questo è infatti l’unico ad essere proiettato lungo l’asse che rappresenta la componente principale 2, che da sola spiega il 17.4% della variabilità all’interno dei dati. In Figura 4.40 è evidenziato il peso della variabile “distanza dai fiumi”, secondo il *loading plot*, che rappresenta lungo la componente principale 2 il peso dei fattori che spiegano di più la variabilità lungo quella direzione dello spazio multivariato.

È chiaro quindi che i parametri geometrici giocano un ruolo preponderante nel definire la natura delle acque, e si è deciso di indagare più a fondo sui fattori di distanza dagli elementi geomorfologici. Inoltre, dato che le analisi sugli elementi in traccia hanno restituito valori molto spesso uguali tra loro, essendo spesso sotto il limite di rilevabilità, questi non verranno considerati nelle elaborazioni successive. Questo perché la ripetizione di un valore uguale a sé stesso suggerisce all’algoritmo un peso maggiore per quanto riguarda l’importanza del parametro, suggerendo una bassa variabilità

PC	Eigenvalue	% varianza	PC	Eigenvalue	% varianza
1	2.65523	22.09	19	0.0646964	0.53824
2	2.09112	17.397	20	0.0504731	0.41991
3	1.70466	14.182	21	0.0416667	0.34665
4	1.07419	8.9367	22	0.0365008	0.30367
5	0.743388	6.1846	23	0.0320031	0.26625
6	0.611175	5.0847	24	0.0269793	0.22445
7	0.477833	3.9753	25	0.0216217	0.17988
8	0.406289	3.3801	26	0.0140779	0.11712
9	0.364387	3.0315	27	0.0108348	0.09014
10	0.288161	2.3974	28	0.00720315	0.059926
11	0.249691	2.0773	29	0.00645944	0.053739
12	0.216819	1.8038	30	0.00530108	0.044102
13	0.201367	1.6753	31	0.00462373	0.038467
14	0.166968	1.3891	32	0.00379234	0.03155
15	0.147186	1.2245	33	0.00229254	0.019073
16	0.127145	1.0578	34	0.00163465	0.013599
17	0.083091	0.69127	35	0.000197083	0.0016396
18	0.0809323	0.67331	36	2.04E-28	1.69E-27

Tabella 4.5 – Autovalori e percentuale di varianza spiegata da ciascuna componente principale.

I dati sono distribuiti in uno spazio n dimensionale con $n = 36$.

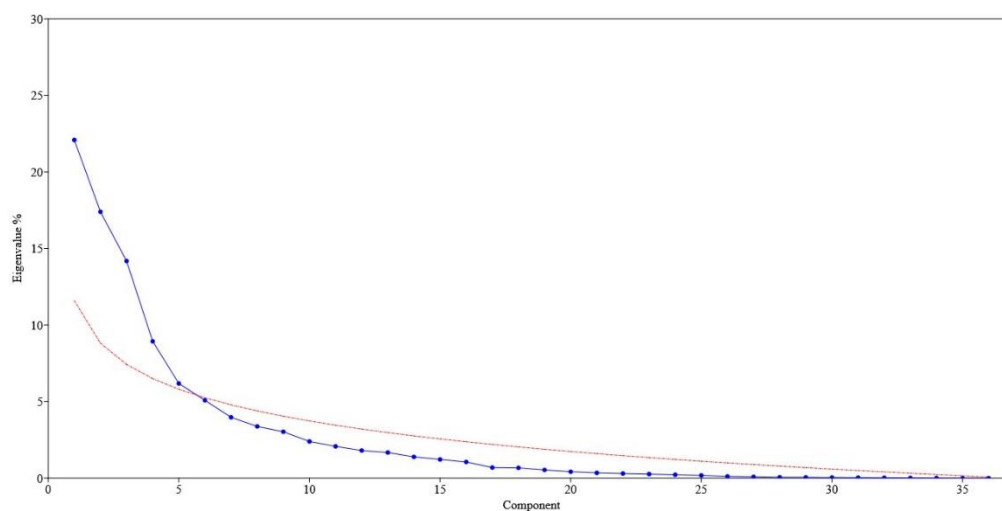


Figura 4.38 – Scree plot per la PCA su tutti i punti e con $n = 36$.

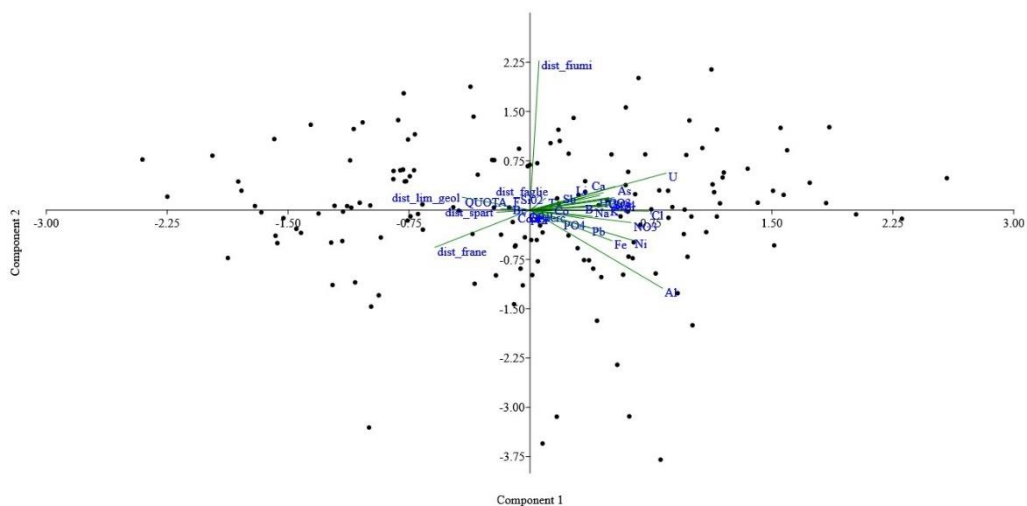


Figura 4.39 – *Biplot* per la PCA su tutti i punti con $n = 36$.

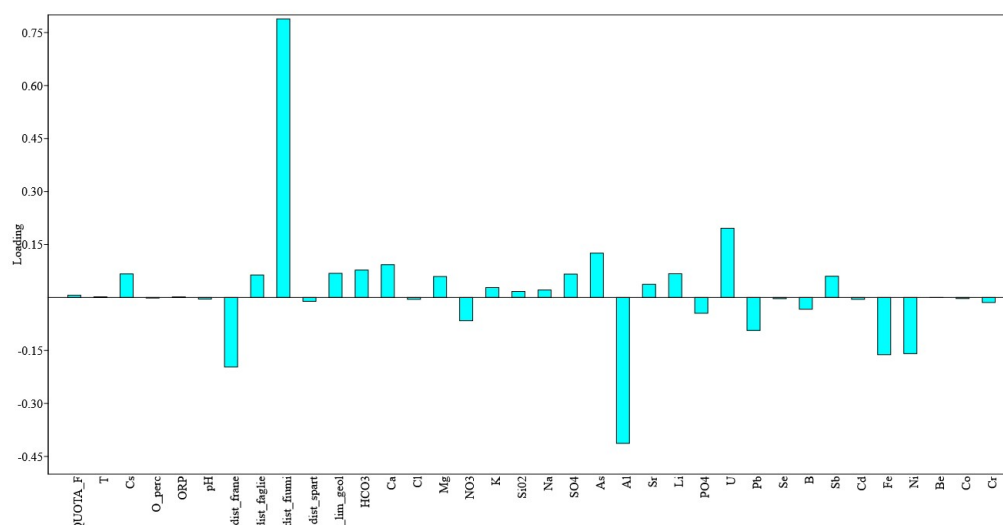


Figura 4.40 – *Loading plot* relativo alla PC2 per i 36 parametri della PCA su tutti i punti

La seconda PCA è stata realizzata a partire dai 20 parametri di seguito elencati:

- * Elementi maggiori: Alcalinità (HCO_3^-), Calcio (Ca^{2+}), Cloruri (Cl^-), Nitrati (NO_3^-), Potassio (K^+), Magnesio (Mg^{2+}), Silice (SiO_2), Sodio (Na^+), Solfati (SO_4^{2-}).

- * Parametri chimico-fisici: Temperatura (acqua; T), Conducibilità specifica a 25°C (SpCE), Ossigeno disciolto (percentuale), Potenziale di Ossido-Riduzione (ORP), pH.
- * Distanze: Quota del punto di campionamento; Distanza da fiumi; Distanza da faglie; Distanza da frane; Distanza da spartiacque; Distanza da limite geologico.

Diminuendo il numero dei parametri si assiste alla diminuzione di componenti principali che servono al fine di spiegare la maggior parte della variabilità. Come suggerisce lo *scree plot* in Figura 4.41, ora sono 4 le componenti principali a cui si può ridurre lo spazio delle 20 dimensioni, spiegando queste l'81% della variabilità totale all'interno della distribuzione dei dati (Tab 4.6). Benché anche in questo caso non si assista all'individuazione di un parametro che guidi la distribuzione dei dati, emerge di nuovo da *biplot* e *loading plot* come fattore importante la distanza dal reticolo idrografico (Fig 4.42 e 4.43).

PC	Eigenvalue	% varianza
1	1.93875	30.076
2	1.63206	25.318
3	1.03737	16.093
4	0.620904	9.6321
5	0.418736	6.4959
6	0.252807	3.9218
7	0.191199	2.9661
8	0.125478	1.9465
9	0.0601657	0.93335
10	0.0484788	0.75205
11	0.0411648	0.63859
12	0.0280094	0.43451
13	0.015873	0.24624
14	0.0108282	0.16798
15	0.00810529	0.12574
16	0.00609397	0.094536
17	0.00440113	0.068275
18	0.00332869	0.051638
19	0.00217174	0.03369
20	0.000264158	0.0040979

Tabella 4.6 – Autovalori e percentuale di varianza spiegata da ciascuna componente principale. I dati sono distribuiti in uno spazio n dimensionale con $n = 20$.

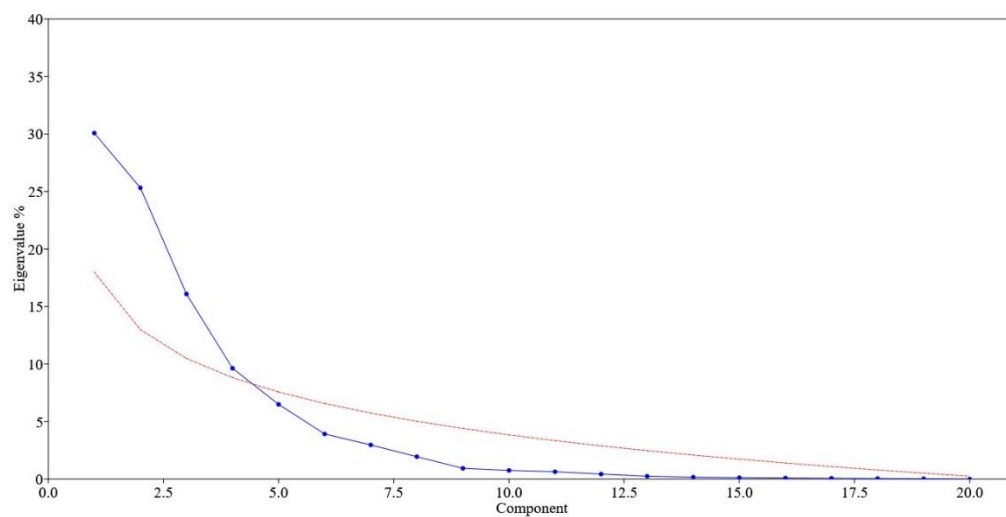


Figura 4.41 – *Scree plot* per la PCA su tutti i punti e con $n = 20$.

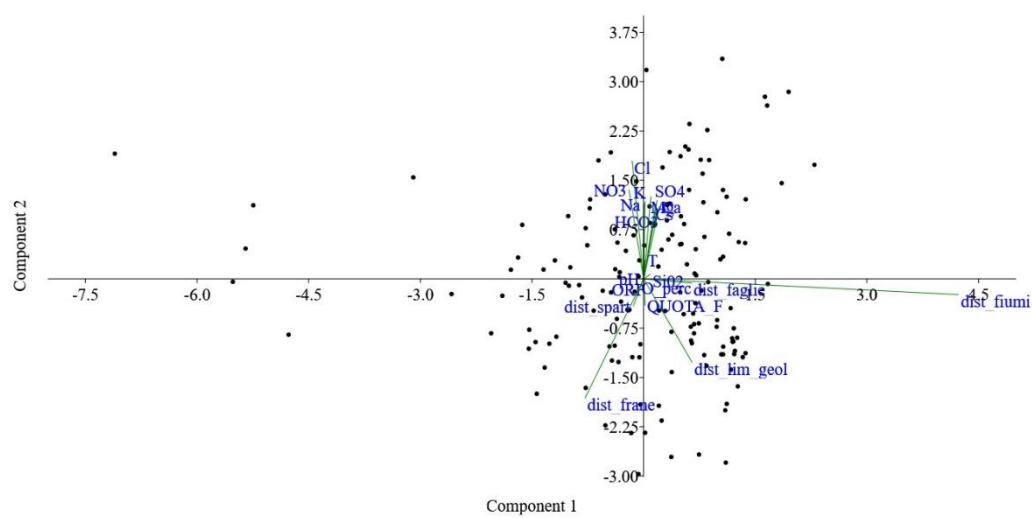


Figura 4.42 – *Biplot* per la PCA su tutti i punti con $n = 20$.

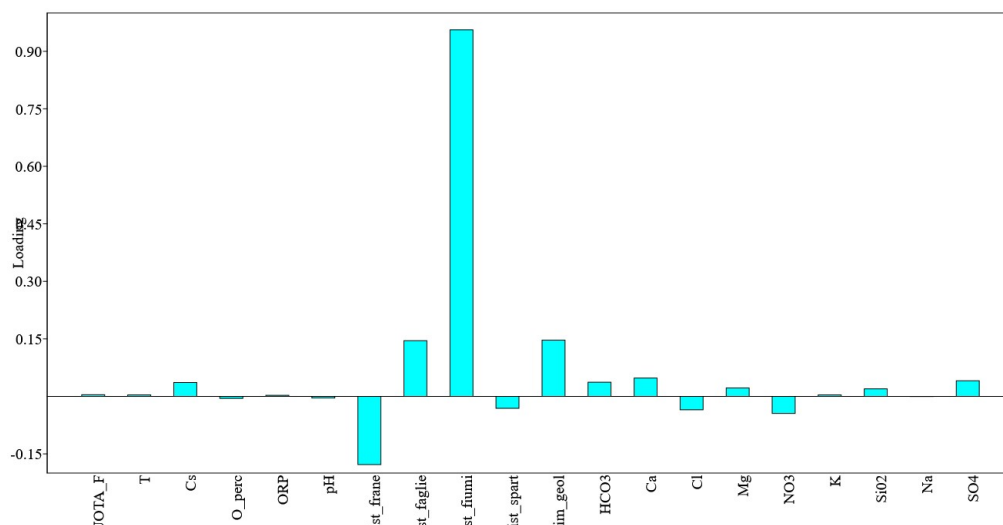


Figura 4.43 – Loading plot relativo alla PC1 per i 20 parametri della PCA su tutti i punti

Utilizzare tutti i punti per operare la PCA non ha portato quindi a risultati apprezzabili per quanto riguarda la riduzione delle dimensioni del data set. Se lo scopo principale per cui è stata eseguita era quello di trovare i fattori che più influenzassero le condizioni delle acque, le scelte preliminari a questa procedura non sono state particolarmente significative.

Si è deciso per cui di sfruttare la prima classificazione delle acque in base alle classi individuate tramite la *Cluster Analysis*.

In pratica le componenti principali verranno analizzate all'interno di campioni più ridotti, cioè le classi, dove la coerenza dei dati è elevata. In questo modo possono realmente emergere i fattori che determinano la massima variabilità dei dati, senza disperdere eccessivamente il raggio d'azione dell'algoritmo nella ricerca di correlazioni tra elementi di natura molto diversa tra loro.

4.9.2. PCA sulle Cluster Classes

Al fine di trovare correlazioni tra i parametri all'interno delle classi individuate tramite la *Cluster Analysis*, i dati sono stati suddivisi in base a questo criterio.

Dato che, come visto nel paragrafo precedente, i fattori preponderanti nella distribuzione dei dati sono le distanze dalle entità geomorfologiche, solo questi e i parametri chimico-fisici sono stati considerati per la PCA, per un totale di 11 parametri.

- * Parametri chimico-fisici: Temperatura (acqua; T), Conducibilità specifica a 25°C (SpCE), Ossigeno disciolto (percentuale), Potenziale di Ossido-Riduzione (ORP), pH.
- * Distanze: Quota del punto di campionamento; Distanza da fiumi; Distanza da faglie; Distanza da frane; Distanza da spartiacque; Distanza da limite geologico.

L'Analisi alle Componenti Principali svolta sulle singole classi individuati dalla *Cluster Analysis* non ha restituito risultati rilevanti, ma ha confermato quanto emerso dalla prima elaborazione globale. Di seguito verranno mostrate le tabelle relative alla varianza spiegata dalle componenti principali individuate per ogni distribuzione dei dati interna alle classi (Tab. 4.7, 4.8, 4.9, 4.10). Come si evince dagli *scree plot* mostrati nelle Figure 4.44, 4.47, 4.50 e 4.53, le componenti principali che riescono a spiegare la maggior parte della varianza sono 2 per la Classe 2 e 3 per le Classi 1, 3, 4.

Questo è in linea con la riduzione delle dimensioni dello spazio di distribuzione dei dati rispetto ai casi precedente, dove le variabili erano in numero maggiore, si è passati infatti da $n = 36$ per la PCA su tutti i punti e comprendendo tutti i parametri del monitoraggio a $n = 11$ per l'analisi sui dati suddivisi in Classi.

È possibile notare come questa analisi abbia fatto emergere sempre le stesse variabili preponderanti, ossia “distanza da fiumi” e “distanza da frane”. Queste appaiono con punteggi maggiori nei *loading plot* alle figure 4.46, 4.49, 4.52 e 4.55, e la loro orientazione nello spazio ridotto alle componenti principali 1 e 2 è mostrato nei *biplot* alle Figure 4.45, 4.48, 4.51 e 4.54, rispettivamente per la Classe 1, 2, 3, 4.

Di seguito i diagrammi relativi alla PCA svolta sui dati relativi ai punti appartenenti alla Classe 1.

PC	Eigenvalue	% variance
1	1.70651	47.957
2	0.904139	25.409
3	0.633849	17.813
4	0.135915	3.8195
5	0.101438	2.8507
6	0.0438071	1.2311
7	0.0174446	0.49024
8	0.00714562	0.20081
9	0.00625724	0.17584
10	0.00141367	0.039727
11	0.000490557	0.013786

Tabella 4.7 – Autovalori e percentuale di varianza spiegata da ciascuna componente principale per la Classe 1. I dati sono distribuiti in uno spazio n dimensionale con $n = 11$.

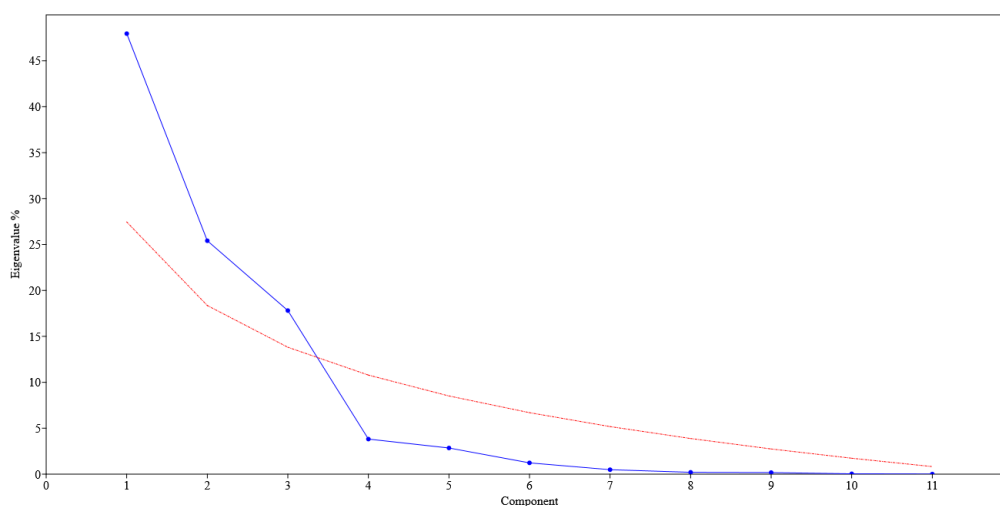


Figura 4.44 – Scree plot per la PCA eseguita sui punti della Classe 1 e con $n = 11$.

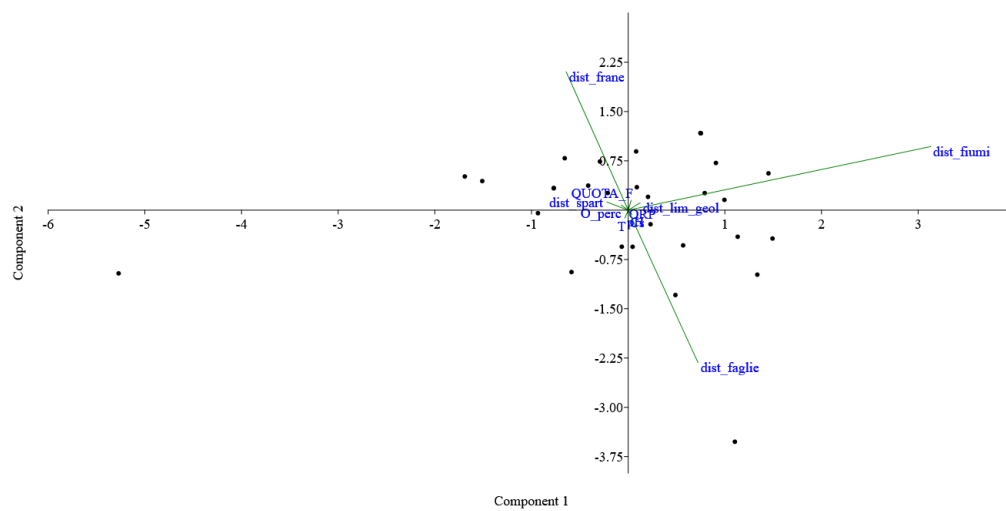


Figura 4.45 – *Biplot* per la PCA sui punti della Classe 1 con $n = 11$

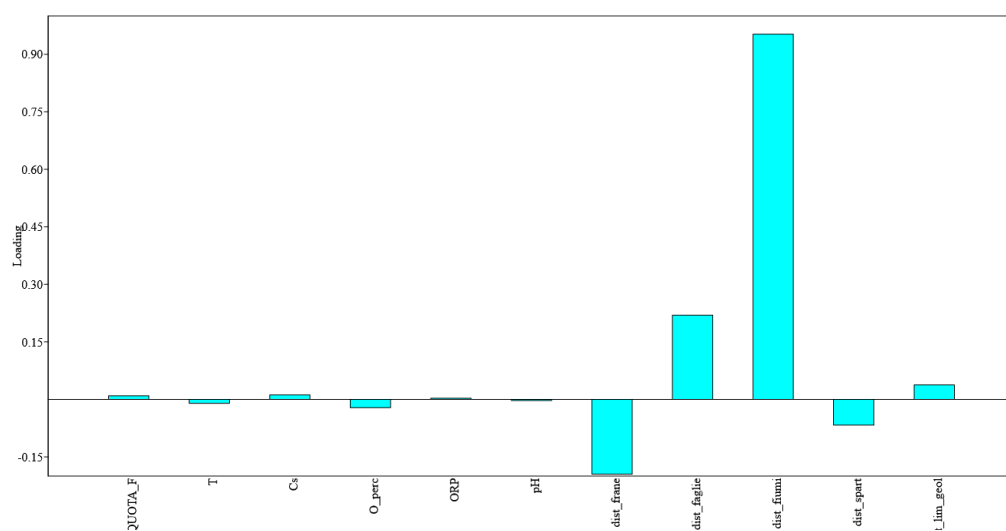


Figura 4.46 – *Loading plot* per gli 11 parametri della PCA sui punti della Classe 1.

Di seguito i diagrammi relativi alla PCA svolta sui dati relativi ai punti appartenenti alla Classe 2.

PC	Eigenvalue	% variance
1	3.02111	52.761
2	1.36531	23.844
3	0.66239	11.568
4	0.384673	6.718
5	0.244822	4.2756
6	0.03156	0.55117
7	0.00852748	0.14893
8	0.00365914	0.063904
9	0.0023283	0.040662
10	0.0015073	0.026324
11	0.000110232	0.0019251

Tabella 4.8 – Autovalori e percentuale di varianza spiegata da ciascuna componente principale per la Classe 2. I dati sono distribuiti in uno spazio n dimensionale con $n = 11$.

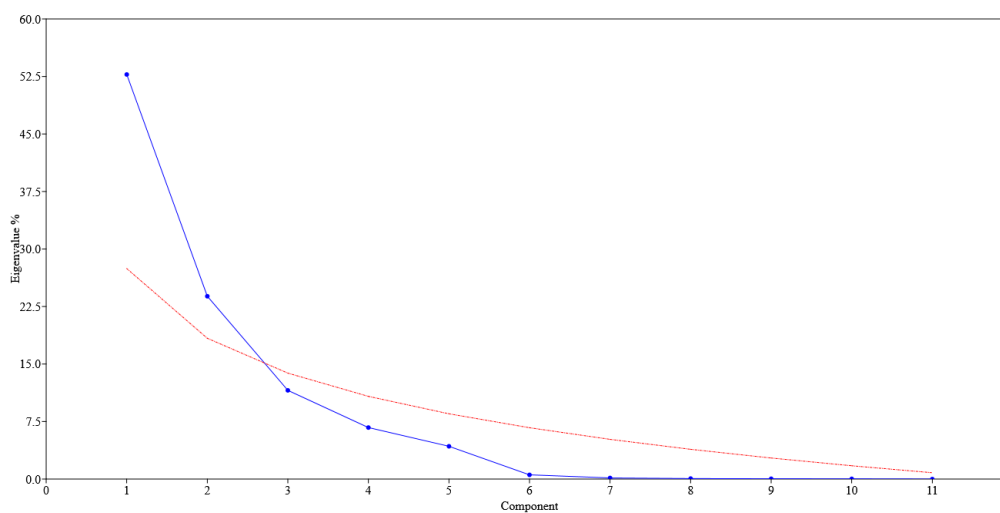


Figura 4.47 - Scree plot per la PCA eseguita sui punti della Classe 1 e con $n = 11$.

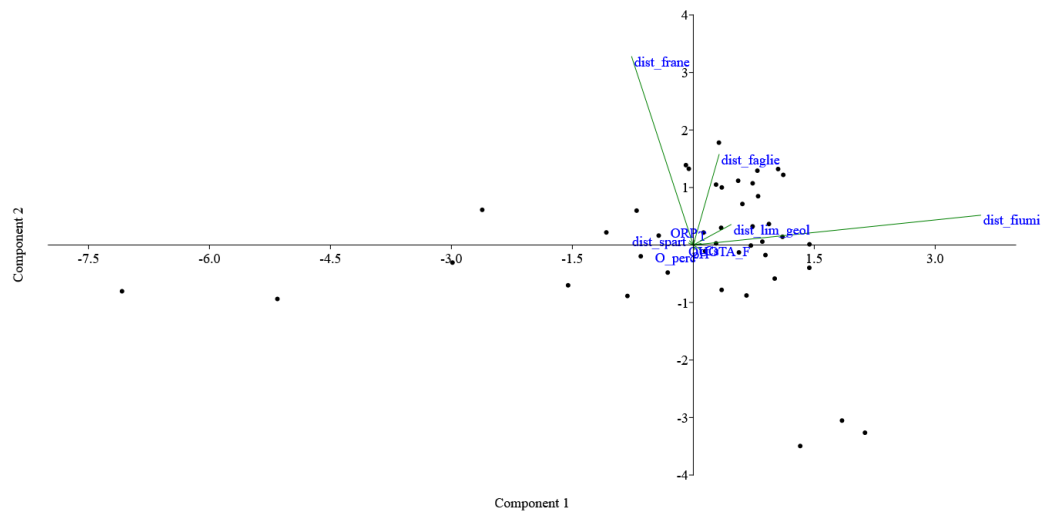


Figura 4.48 – *Biplot* per la PCA sui punti della Classe 2 con $n = 11$

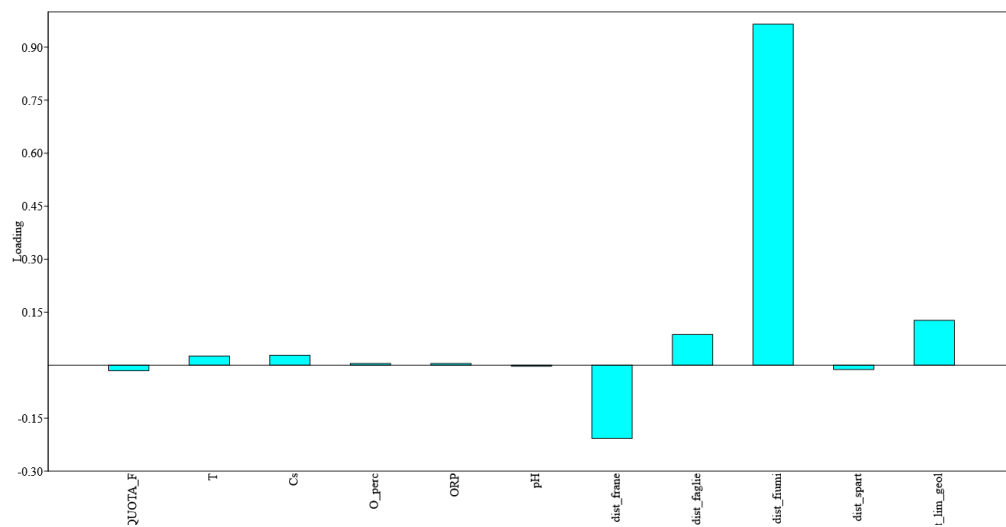


Figura 4.49– *Loading plot* per gli 11 parametri della PCA sui punti della Classe 2.

Di seguito i diagrammi relativi alla PCA svolta sui dati relativi ai punti appartenenti alla Classe 3.

PC	Eigenvalue	% variance
1	1.5473	40.772
2	1.0253	27.017
3	0.506323	13.342
4	0.432364	11.393
5	0.155145	4.0881
6	0.100032	2.6359
7	0.0138324	0.36449
8	0.00832319	0.21932
9	0.00422027	0.11121
10	0.00202966	0.053482
11	0.000148827	0.0039216

Tabella 4.9 – Autovalori e percentuale di varianza spiegata da ciascuna componente principale per la Classe 3. I dati sono distribuiti in uno spazio n dimensionale con $n = 11$.

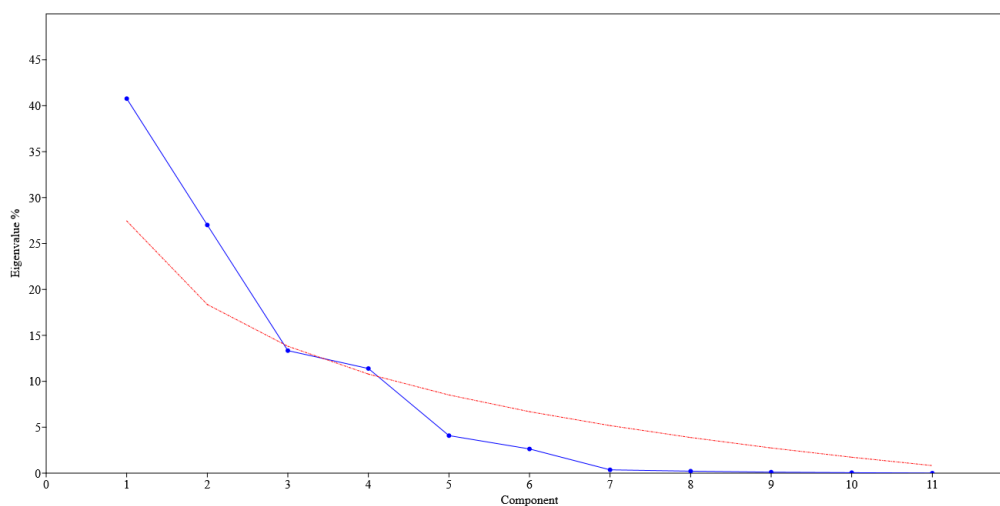


Figura 4.50 – *Loading plot* per gli 11 parametri della PCA sui punti della Classe 3.

Di seguito i diagrammi relativi alla PCA svolta sui dati relativi ai punti appartenenti alla Classe 4.

PC	Eigenvalue	% variance
1	1.81589	43.583
2	1.27798	30.673
3	0.591674	14.201
4	0.263386	6.3215
5	0.127691	3.0647
6	0.0599353	1.4385
7	0.0180109	0.43228
8	0.00583593	0.14007
9	0.0034007	0.08162
10	0.00241093	0.057864
11	0.000299996	0.0072002

Tabella 4.10 – Autovalori e percentuale di varianza spiegata da ciascuna componente principale per la Classe 4. I dati sono distribuiti in uno spazio n dimensionale con $n = 11$.

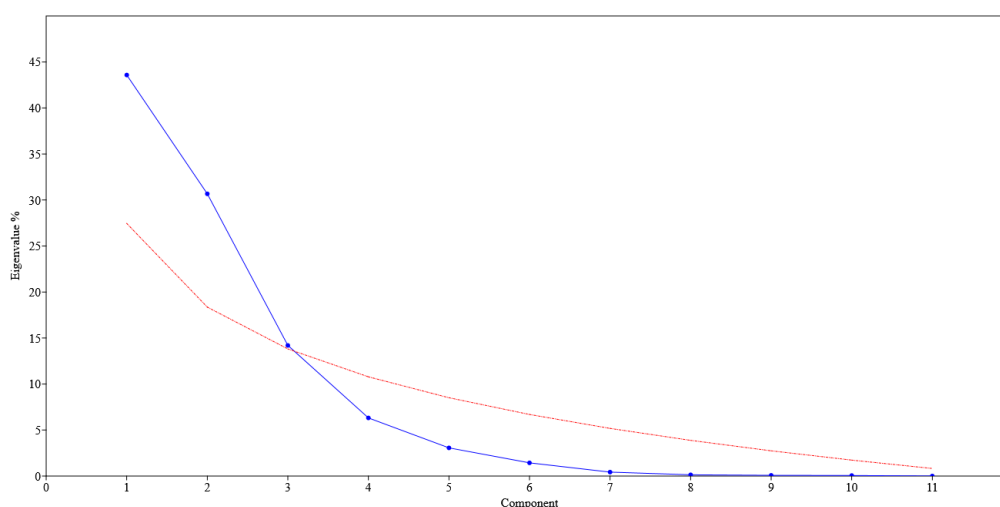


Figura 4.53 – *Loading plot* per gli 11 parametri della PCA sui punti della Classe 4.

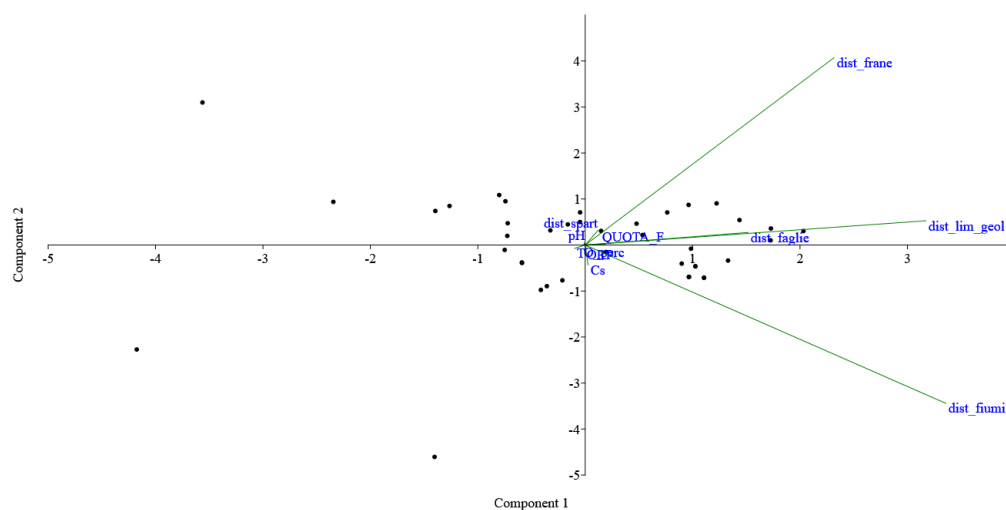


Figura 4.54 – *Biplot* per la PCA sui punti della Classe 4 con $n = 11$

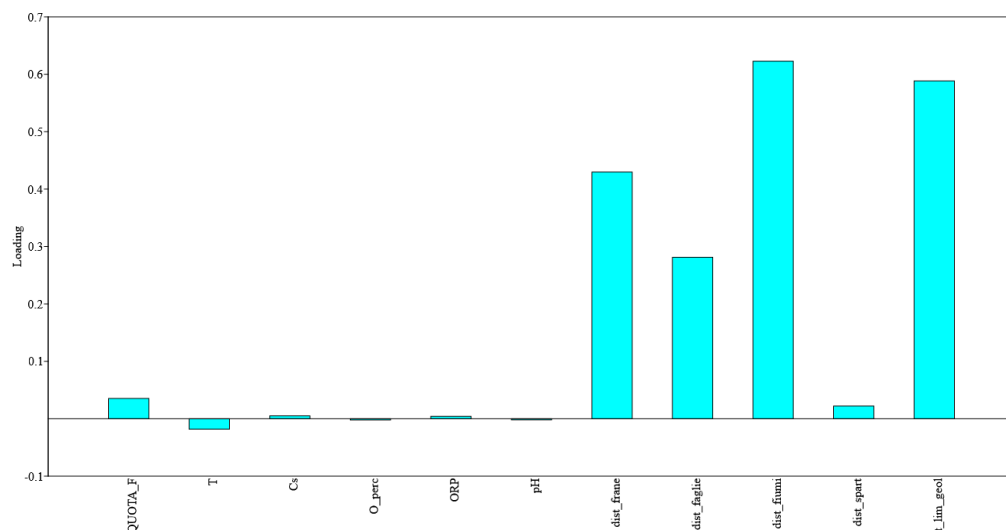


Figura 4.55 – *Loading plot* per gli 11 parametri della PCA sui punti della Classe 4.

Si nota quindi come questa tecnica non porti a particolari risoluzioni, quanto più tenda a confermare quanto ipotizzato nella scelta del modello idrogeologico concettuale di riferimento, ossia che le variazioni sulla natura delle acque dipendono in primo luogo dalla loro distanza rispetto agli elementi geomorfologici.

5. SORGENTE GRUBERWIESEN

5.1. UBICAZIONE E CARATTERISTICHE

La sorgente Gruberwiesen, gestita da ASM Bressanone S.p.a., è situata in Val Scaleres, sul versante in sinistra idrografica del Rio Scaleres ad una quota di circa 1380 m s.l.m. Essa è raggiungibile percorrendo la strada che dall'abitato di Scaleres scende fino al fondovalle in direzione opposta a Varna, e procedendo verso ovest lungo il torrente per circa un chilometro (Fig. 5.1).

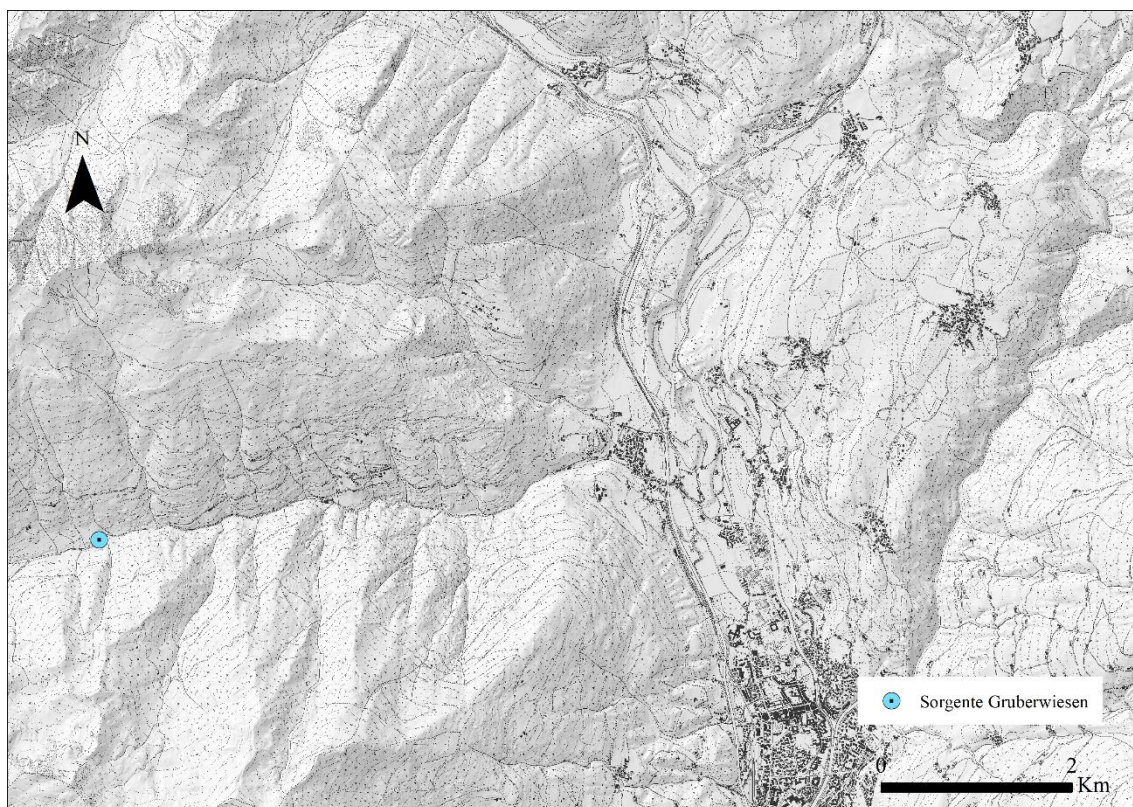


Figura 5.1 – Ubicazione della sorgente Gruberwiesen rispetto a Bressanone.

Questa sorgente ricopre un'importanza strategica in quanto, insieme alle sorgenti Nockbach situate sul versante opposto della valle, è una delle principali fonti di approvvigionamento idrico della rete acquedottistica della vicina città di Bressanone, dato che durante l'anno la portata oscilla mediamente tra i 40 e gli 80 l/s. La Val Scaleres si estende a ovest di Bressanone in direzione E-O per un'area di circa 40 km² ed è attraversata dall'omonimo torrente per una lunghezza di circa 13 km. Questo nasce sotto la Forcella di Scaleres a 2200 m s.l.m. e percorre la valle sfociando nel fiume Isarco sotto Varna. Lungo le pendici della valle, che raggiungono pendenze del 30-40%, scorrono

numerosi corsi d'acqua alimentati dalla fusione dei nevai posti a quote che superano i 2500 m s.l.m. Questo fa sì che il Rio Scaleres incrementi velocemente la sua portata lungo il suo tragitto fino alla val d'Isarco. La portata media relativa all'anno solare 2017 alla sezione di valle risultava di circa 900 m³/s. (ENSER, 2017).

Per la captazione delle acque provenienti da questa sorgente è stata completata nel 1892 una galleria filtrante che si addentra nel versante per circa 80 m (Fig. 5.2). Il drenaggio dell'acqua all'interno della galleria avviene attraverso fori tra i blocchi alla base delle pareti che costituiscono la volta del cunicolo. L'acqua viene convogliata nel canale che coincide con il fondo della galleria e trasportata con delle condutture fino alla stazione di pompaggio più a valle che provvede a spingerla fino agli abitati di Varna e Bressanone.



Figura 5.2 – Galleria filtrante della sorgente Gruberwiesen.

5.2. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

La Val Scaleres presenta un tipico profilo di valle a “V”, con pendii rocciosi segnati dall’incisione di corsi d’acqua e dalle frane di crollo le cui forme di accumulo (coltri detritiche più o meno estese e talvolta con morfologia a conoide) hanno ricordato i pendii stessi al fondovalle. I depositi alluvionali recenti si limitano alle prime due-tre centinaia di metri dal fondovalle, e sono riconoscibili due conoidi alluvionali in sinistra idrografica (Fig. 5.3). Il versante esposto a sud della Val Scaleres, in emerge la sorgente Gruberwiesen, è stato oggetto della deposizione estesa di detriti di versante. Affioramenti di substrato roccioso si possono osservare solamente all’interno di incisioni dei piccoli ruscelli e oltre il limitare del bosco a quote superiori a 2000 m s.l.m. Infatti, questo versante presenta una diffusa copertura colluviale, poco profonda ma che non permette alla roccia di mostrarsi in affioramento. La litologia che domina il versante al di sopra della sorgente è rappresentata dalle filladi di Bressanone (BSS), osservabili in pochi punti e con immersione verso S-SO con un angolo paragonabile a quello di inclinazione del versante (Fig. 5.3).

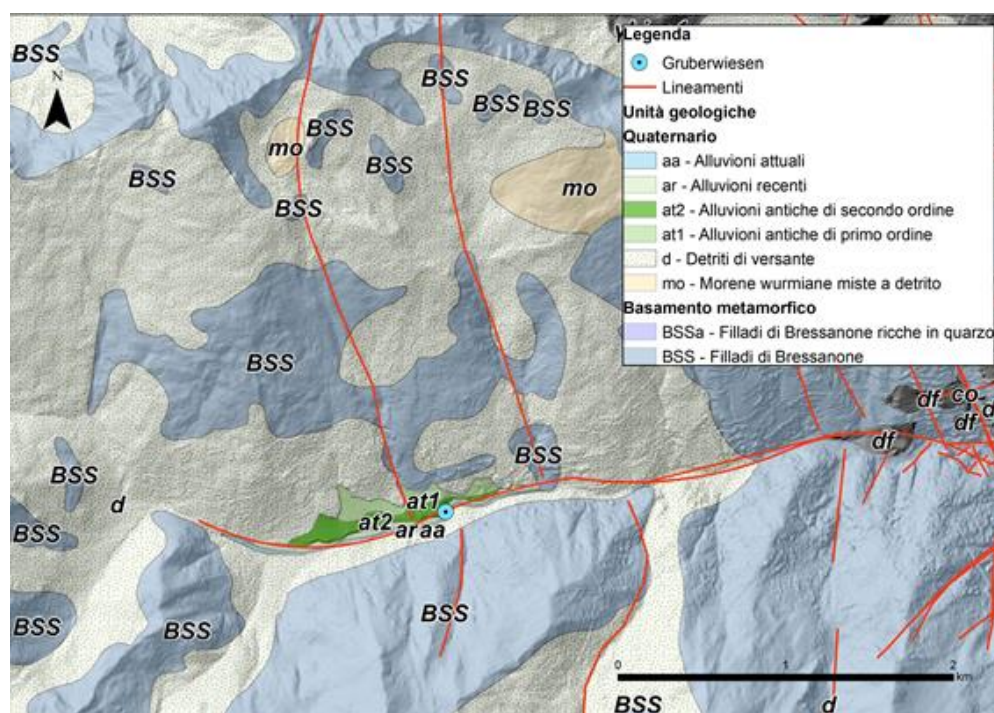


Figura 5.3 – Carta geologica dei dintorni della sorgente Gruberwiesen. Si nota la dominanza di filladi di Bressanone (BSS) e del detrito di versante (d). Sul fondovalle i conoidi e le alluvioni di vario ordine (aa-attuali, ar-recenti, at1 e at2-antiche di primo e secondo ordine)

5.3. BACINO DI ALIMENTAZIONE

Lo scopo dello studio nel dettaglio di questa sorgente è stato quello di riuscire ad identificare il potenziale bacino di alimentazione e di comprendere quale sia la litologia che permette un apporto così continuo e abbondante di acqua alla sorgente. Data la posizione dell'emergenza sono state fatte due ipotesi:

- * l'acqua che scaturisce dalla Gruberwiesen proviene dall'immagazzinamento all'interno dei depositi quaternari circostanti il punto di emergenza;
- * l'alimentazione deriva da circuiti più lunghi e profondi, e in questo caso l'acquifero corrisponderebbe all'ammasso roccioso che costituisce il versante.

Per verificare l'una o l'altra ipotesi è stato eseguito un rilevamento geologico-geomorfologico di dettaglio, volto ad individuare e delimitare l'area occupata dai depositi quaternari nei dintorni della sorgente. Successivamente, sulla base di queste ipotesi, è stato calcolato l'afflusso sul potenziale bacino di alimentazione a partire dalle precipitazioni medie annue registrate nei pluviometri circostanti. L'afflusso al bacino di alimentazione è stato quindi confrontato con il deflusso registrato presso la sorgente per verificarne la validità. In Figura 5.4 viene mostrato il Modello Digitale del Terreno acquisito sul sito della Provincia Autonoma di Bolzano con risoluzione di 2.5 m per pixel ed utilizzato come base per le elaborazioni successive.

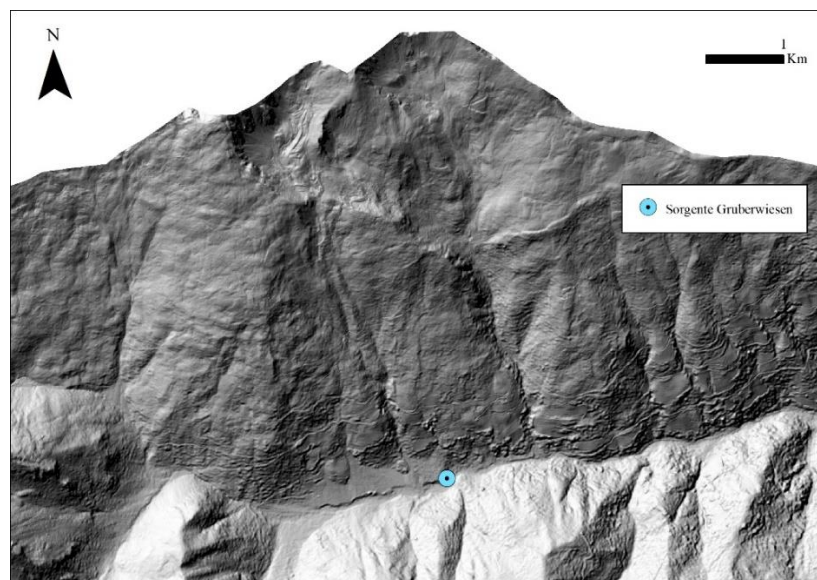


Figura 5.4 – DTM a 2.5 m ed ubicazione della sorgente Gruberwiesen.

Se il rapporto afflussi/deflussi risulta sbilanciato verso questi ultimi, significa che il bacino di alimentazione ipotizzato non è in grado di sostenere la portata sorgiva è quindi è necessario ipotizzare che la sorgente sia espressione di circolazione idrica entro l'ammasso roccioso fratturato ubicato a monte del punto di emergenza.

5.4. MONITORAGGIO

Il fatto che questa sorgente possa quasi da sola provvedere al fabbisogno idrico di una piccola città è dovuto alla grande quantità di acqua che la Gruberwiesen riesce a fornire in modo costante. Le portate in uscita infatti si mantengono elevate anche nei periodi di recessione, corrispondenti alla stagione invernale, consentendo uno sfruttamento continuo della risorsa idrica.

Nel 2013 la società per azioni ASM Bressanone ha operato la messa in servizio della centrale di acqua potabile “Nockbach-Gruberwiesen” di Scaleres, dotando la stazione di pompaggio di un sistema di monitoraggio in continuo dei parametri delle acque e di misura della portata (Fig. 5.5).



Figura 5.5 – Dettaglio del misuratore utilizzato per il monitoraggio in continuo della portata presso la sorgente Gruberwiesen.

La portata della sorgente viene registrata ogni 10 minuti, e l'acquisizione dei dati fornisce la possibilità di individuare l'idrogramma sorgivo (Fig. 5.6). Questo permette di riconoscere gli anni idrologici, osservare i picchi di portata massima e i volumi in uscita,

individuare i periodi di recessione e, in base ai rami discendenti, calcolare i coefficienti di esaurimento (Singhal e Gupta, 2010a).

5.5. IDROGRAMMA E ANNI IDROLOGICI

Nel periodo di monitoraggio, dal 18/01/2013 al 29/05/2018, la portata massima della sorgente è stata di 84.3 l/s, misurata il 20/06/2016, mentre la portata minima è stata di 37.4 l/s, misurata il 13/04/2013. (ASM-Bressanone, 2018).

Sui dati relativi al periodo di tempo sopraindicato sono stati individuati gli anni idrologici, intesi come il periodo di tempo che intercorre tra due minimi successivi di portata. Questi hanno fornito la base temporale sulla quale fondare le elaborazioni successive.

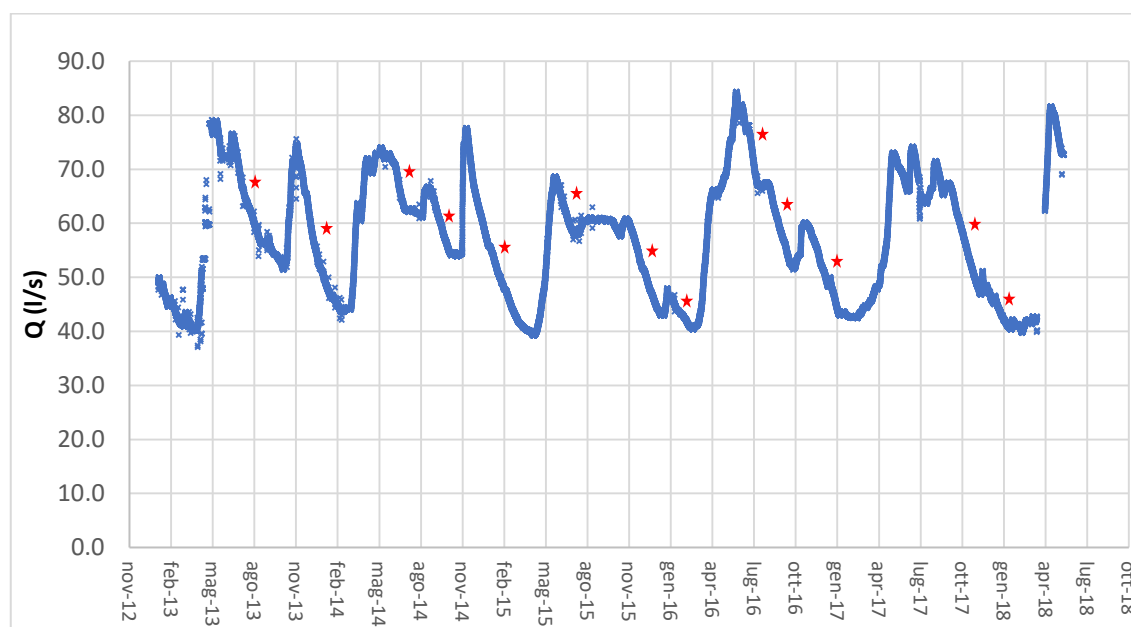


Figura 5.6 – Idrogramma orario della sorgente Gruberwiesen nel periodo 2013-2018. Le stelle rosse indicano i periodi di recessione.

In Tabella 5.1 sono mostrati i periodi che corrispondono agli anni idrologici che vanno dal 2013 al 2018, la durata di questi e i valori di portata massima, media e minima erogati dalla sorgente.

Inizio anno idr.	Fine anno idr.	$Q_{\max}$ (l/s)	$Q_{\min}$ (l/s)	Q_{med} (l/s)
11/04/2013	21/02/2014	78.91	40.05	60.48
22/02/2014	10/04/2015	77.58	39.25	59.03
11/04/2015	19/03/2016	68.61	39.31	54.11
20/03/2016	09/03/2017	84.26	40.43	53.51
10/03/2017	28/02/2018	74.15	39.75	54.37

Tabella 5.1 – Anni idrologici e portate della sorgente Gruberwiesen.

5.5.1. Deflussi

Per calcolare il volume d'acqua emesso dalla sorgente ogni anno, è stato sufficiente moltiplicare la portata media in l/s per il numero di secondi contenuti in un anno, il risultato così ottenuto viene convertito in metri cubi e successivamente moltiplicato per il numero n di giorni in quell'anno idrologico. Al fine di ottenere un risultato di più facile lettura questo valore viene diviso per 10^6 per essere convertito in milioni di metri cubi (Mm^3). Così facendo si ottiene il volume scaricato dalla sorgente per ogni anno idrologico considerato (Eq. 5.1).

$$Q_{med} \left[\frac{l}{s} \right] * 86.4 \left[\frac{s * m^3}{g * l} \right] * n [g] = V_{out} [m^3]$$

Equazione 5.1 – Calcolo del volume in uscita annuale

Di seguito vengono presentati in Tabella 5.2 i risultati relativi ai volumi in uscita per gli anni idrologici che vanno dal 2013 al 2018.

Anno idrologico	Durata anno (giorni)	Q_{med} (l/s)	V_{out} (Mm^3)
2013-2014	315	60.48	1.65
2014-2015	412	59.03	2.10
2015-2016	343	54.11	1.60
2016-2017	357	53.51	1.65
2017-2018	355	54.37	1.67

Tabella 5.2 – Volumi in uscita dalla sorgente Gruberwiesen per ogni anno idrologico.

Come è possibile notare in Tabella 5.2, il volume erogato dalla sorgente ogni anno rimane praticamente costante. Fa eccezione l'anno idrologico 2014-2015, che però ha una durata maggiore degli altri (Fig. 5.7).

Il dato di volume in uscita dalla sorgente sarà determinante per individuare l'area di ricarica della stessa. Questo perché una volta delimitata la superficie che si ipotizza essere il bacino di alimentazione della sorgente, possono essere calcolate con buona approssimazione i volumi delle piogge che vi sono cadute. Il rapporto tra il volume in uscita nell'anno idrologico e la pioggia caduta sull'ipotetico bacino di alimentazione nello stesso periodo, fornisce una stima del coefficiente di infiltrazione. Questo dà un'indicazione sulla accettabilità o meno dell'ipotesi.

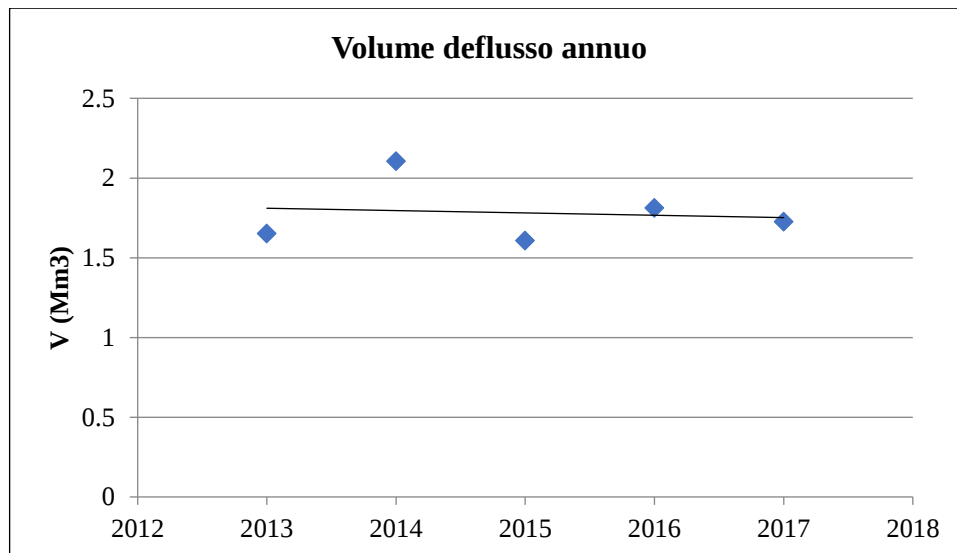


Figura 5.7 – Volume di deflusso per anno idrologico.

5.6. RILEVAMENTO GEOLOGICO ED IPOTESI SUL BACINO DI ALIMENTAZIONE

Come anticipato, nell’ambito del presente lavoro di tesi è stato compiuto un rilevamento geologico-geomorfologico di dettaglio, atto ad individuare il perimetro delle coperture quaternarie che circondano la sorgente, per capire se queste da sole siano in grado di sostenerne l’alimentazione.

Ciò che è emerso dal rilevamento è che le coperture quaternarie apprezzabili sono limitate ai primi 200 metri di versante dal fondovalle, in corrispondenza dei due conoidi alluvionali (Fig. 5.8) generati dall’accumulo di detrito trasportato dai due principali affluenti del Rio Scaleres in sinistra idrografica, che a loro volta racchiudono la sorgente a monte e a valle e che si impostano, presumibilmente, lungo due lineamenti tettonici (Fig. 5.3). Le pendenze tuttavia sono molto elevate, evidenziando una scarsa progressione dei due conoidi in direzione del fondovalle, o quantomeno di un continuo rimaneggiamento ed erosione da parte del Rio Scaleres, che non presenta terrazzamenti fluviali apprezzabili. L’inclinazione accentuata dei versanti quindi tende a sfavorire la deposizione di sedimenti sciolti, eccezion fatta da numerosi corpi deposizionali costituiti quasi interamente da blocchi pluridecimetrici generati da meccanismi di trasporto gravitativo in massa. Questi in virtù della loro dimensione hanno un angolo di naturale declivio che permette loro di depositarsi lungo pendii acclivi e di distribuirsi su vaste aree.



Figura 5.8 – Porzione di conoide alluvionale in sinistra Scaleres, quota 1600 m s.l.m.

Salendo verso le creste nella parte settentrionale della val Scaleres e uscendo dal fitto bosco a 2100 m s.l.m., si nota come il suolo gradualmente scompaia lasciando posto ad accumuli di detrito derivante dall'erosione sommitale. Qui la litologia è costituita esclusivamente dalle Filladi di Bressanone, ed è possibile notare degli spianamenti (Fig. 5.9) salendo di quota e avvicinandosi alle cime, che sulla verticale rispetto alla Gruberwiesen superano i 2500 m s.l.m.

Spianamenti e contropendenze sono presenti ad una quota di circa 2360 m s.l.m., e su questi gli accumuli di neve rimangono fino a primavera inoltrata. Dall'analisi di immagini satellitari e con l'ausilio del modello tridimensionale del rilievo fornito da Google Earth ©, è possibile individuare al di sopra della sorgente Gruberwiesen una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (o Deep Seated Gravitational Slope Deformation o DSGSD), che trova conferma anche da parte di Crosta et al. (2013), che la indicano nel catasto delle DSGSD (Fig. 5.10).

Questa deformazione sembra culminare in corrispondenza dei due grandi circhi glaciali che sovrastano questa parte del rilievo, e che ospitano accumuli nevosi per gran parte dell'anno. I circhi in questione danno origine a *rock glaciers*, che si estendono in direzione di una vasta incisione originata dall'erosione del corso d'acqua che ne scaturisce e prosegue lungo il pendio fino al fondovalle. Sia in corrispondenza dei circhi

glaciali che lungo l'incisione si misura una giacitura della foliazione S1 delle filladi che ricalca grosso modo l'inclinazione del versante.



Figura 5.9 – Spianamenti sopra quota 2400 m s.l.m.

Questo significa che in corrispondenza delle contropendenze e dell'incisione vengono lasciate più scoperte le zone parallele alla foliazione, che anche a causa della DSGSD, unita a una bassa pendenza ed alta permeabilità della sommità di questa parte di valle, potrebbero essere aree di grande infiltrazione. È quindi ipotizzabile che l'intero versante costituisca il bacino di alimentazione della sorgente, e in particolar modo la parte sommitale dove l'accumulo nevoso è favorito.

Le coperture quaternarie sono limitate alle zone vicino al fondovalle (non oltre 200 m dal corso del Rio Scaleres), un'altra conferma di questo è l'affioramento del substrato in corrispondenza dei ruscelli anche più piccoli, che dimostrano come il versante in sinistra idrografica sia costituito quasi completamente da roccia sub-affiorante. Grazie ai risultati del rilevamento ed all'identificazione della DSGSD, è stato possibile tracciare ritenuti due potenziali aree di infiltrazione della sorgente Gruberwiesen (Tab. 5.3, Fig. 5.11 e Fig. 5.12).

Bacino di alimentazione	Area (m ²)
Quaternario	923283
Versante + DSGSD	4326542

Tabella 5.3 – Possibili bacini di alimentazione della sorgente e superfici occupate.

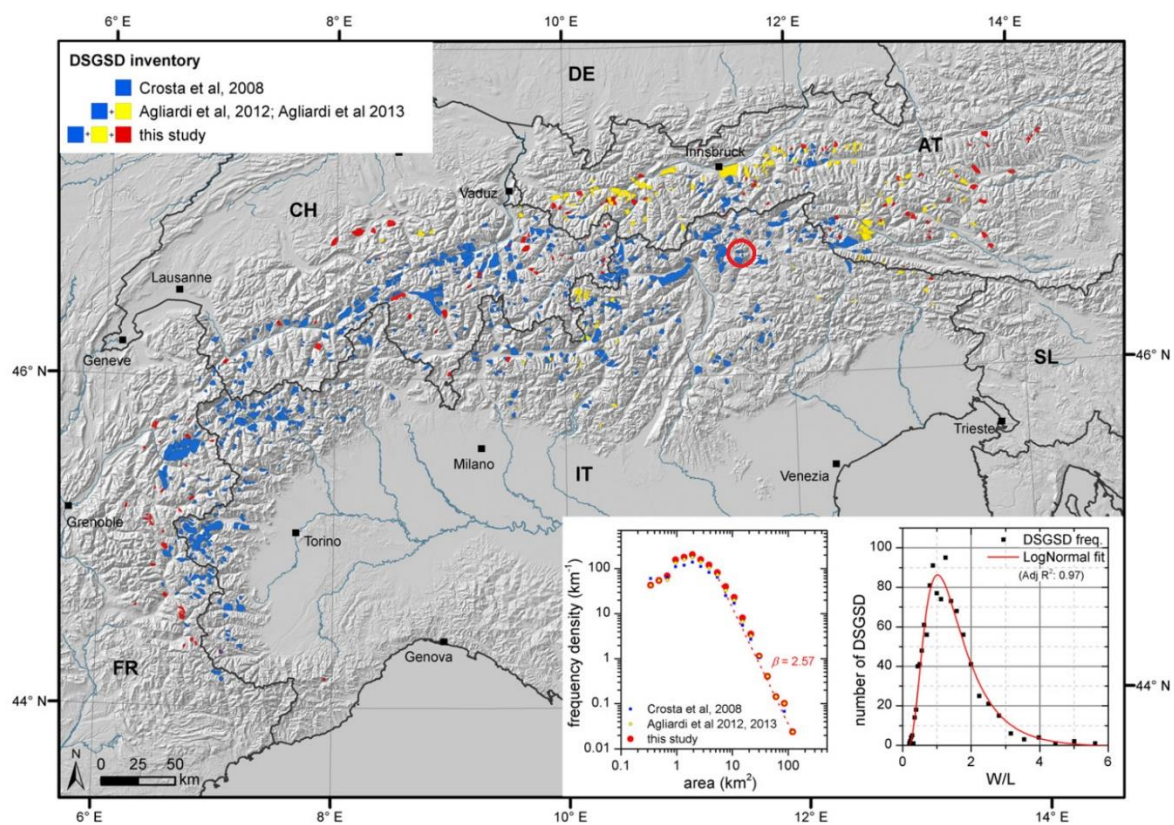


Figura 5.10 – Inventario delle DSGSD (da Crosta et al., 2013). Nel cerchio rosso la Val Scaleres.

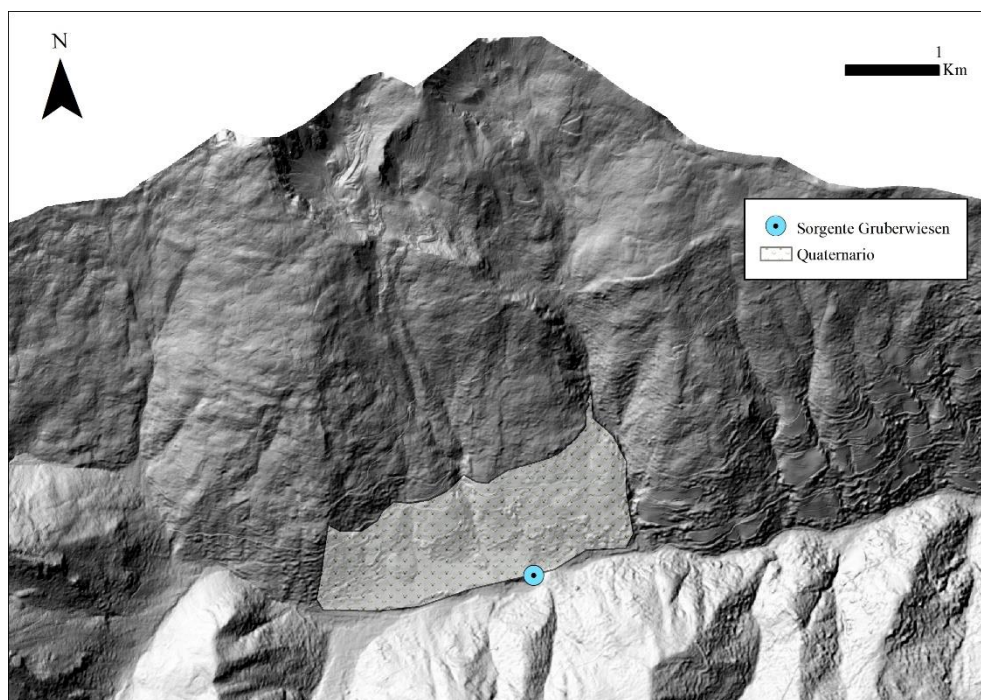


Figura 5.11 – Bacino di alimentazione della sorgente Gruberwiesen nell'ipotesi che sia alimentata solo dai depositi quaternari.

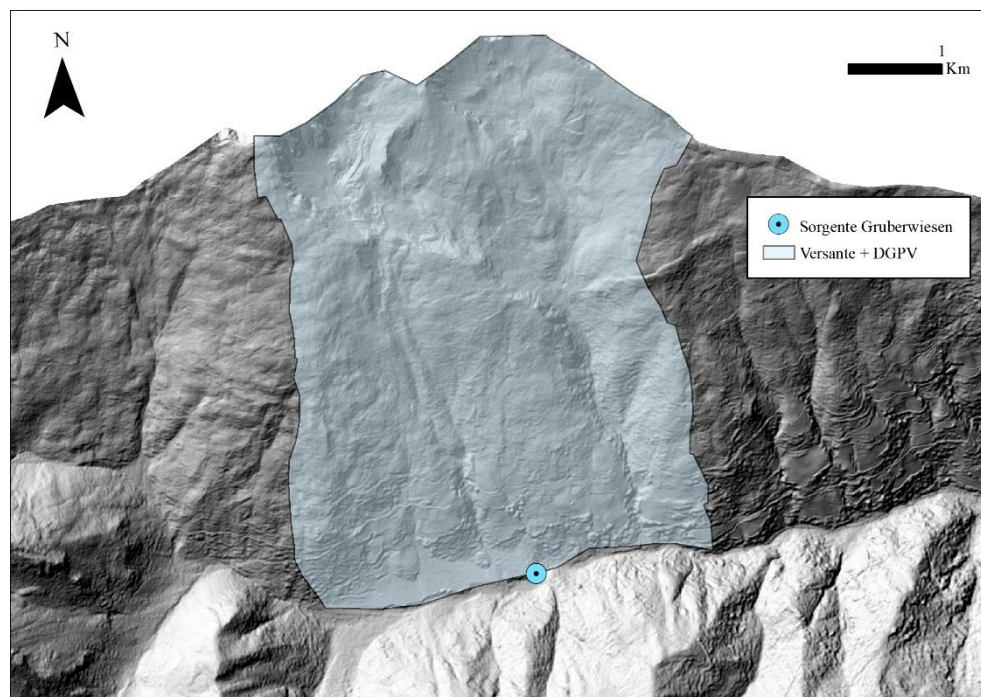


Figura 5.12 – Bacino di alimentazione della sorgente Gruberwiesen nell’ipotesi che sia alimentata dall’ammasso roccioso coinvolto dalla DSGSD.

5.7. PRECIPITAZIONI

Per validare la scelta di una o dell’altra area di infiltrazione è necessario stimare il volume in ingresso al sistema per poterlo confrontare con quello in uscita.

Sono stati acquisiti i dati storici disponibili relativi a diverse stazioni metereologiche gestite dalla Provincia Autonoma di Bolzano (Fig. 5.13). Nel dettaglio, sono stati recepiti i dati pluviometrici di 4 stazioni poste nel fondovalle del Fiume Isarco, nella tratta tra Ponte Gardena e Fortezza (Colma Barbiano, Bressanone, Le Cave, S. Pietro-Funes), ed i dati pluviometrici di 4 stazioni in quota disponibili (Prati di Croda Rossa, Ladurns, Piz la Ila e Obereggen). La scelta di determinate stazioni in quota deriva dal fatto che non tutte quelle disponibili coprivano una serie temporale adeguata. Visti i dati a disposizione, il bilancio è stato valutato sulla serie di dati relativi al periodo 2008-2017.

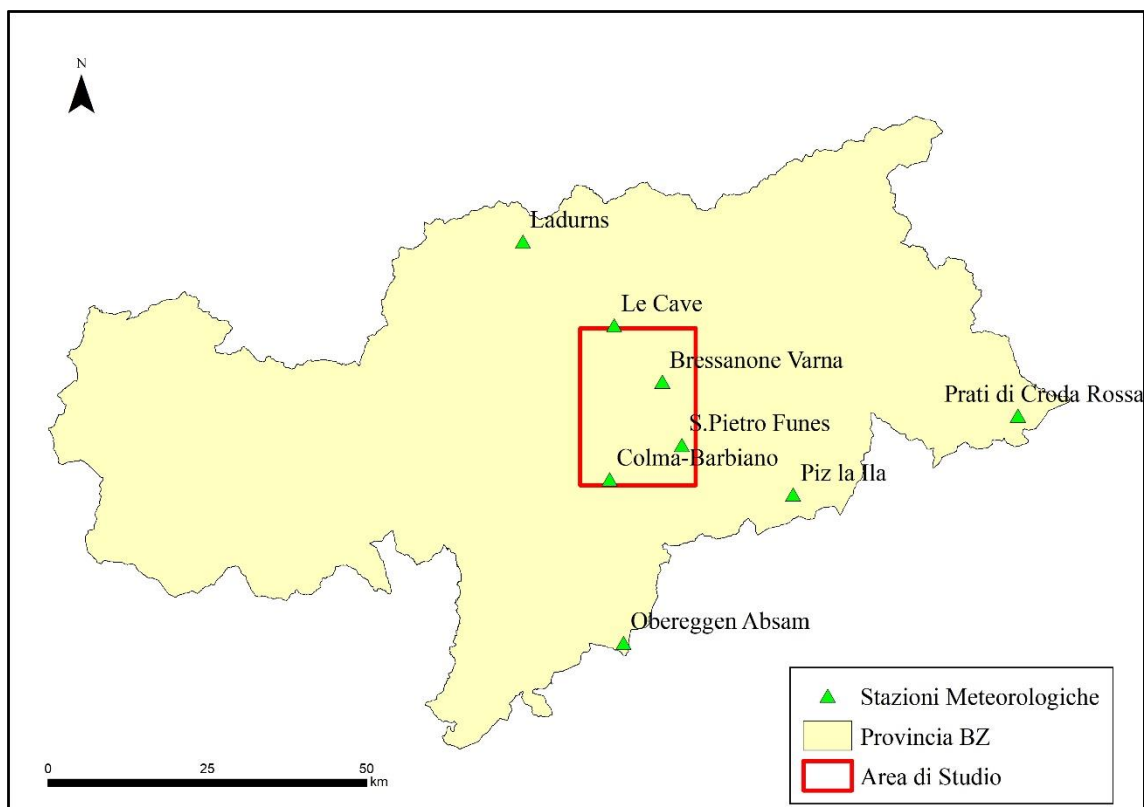


Figura 5.13 – Ubicazione delle stazioni pluviometriche.

Siccome i dati delle diverse stazioni sono stati misurati in condizioni climatiche analoghe ma riferiti a quote differenti, si è ritenuto opportuno trovare la relazione che lega la precipitazione annua degli anni idrologici e la quota del pluviometro.

Realizzando un grafico a dispersione per ciascuno degli anni idrologici individuati (Fig. 5.14, 5.15, 5.16, 5.17) con la precipitazione cumulata sull'anno idrologico nell'asse delle y e le quota delle stazioni su quello delle x (Tab. 5.4), è stato possibile, attraverso una regressione ai minimi quadrati, individuare la relazione che lega quota e precipitazione, uniformando le unità di misura in metri per avere relazioni omogenee. Come ipotizzabile, all'aumentare della quota aumenta l'altezza di precipitazione, secondo una relazione di tipo lineare (Tab. 5.5). Questo è stato fatto sui quattro anni idrologici che vanno dal 2013 al 2017.

Stazione	Quota (m. s.l.m.)
Obereggen	2125
Piz la Ila	2050
Ladurns	1960
Prati Croda Rossa	1910
Funes - S.P.	1073
Le cave	850

Bressanone	586
Colma Barbiano	490

Tabella 5.4 – Stazioni pluviometriche e quota.

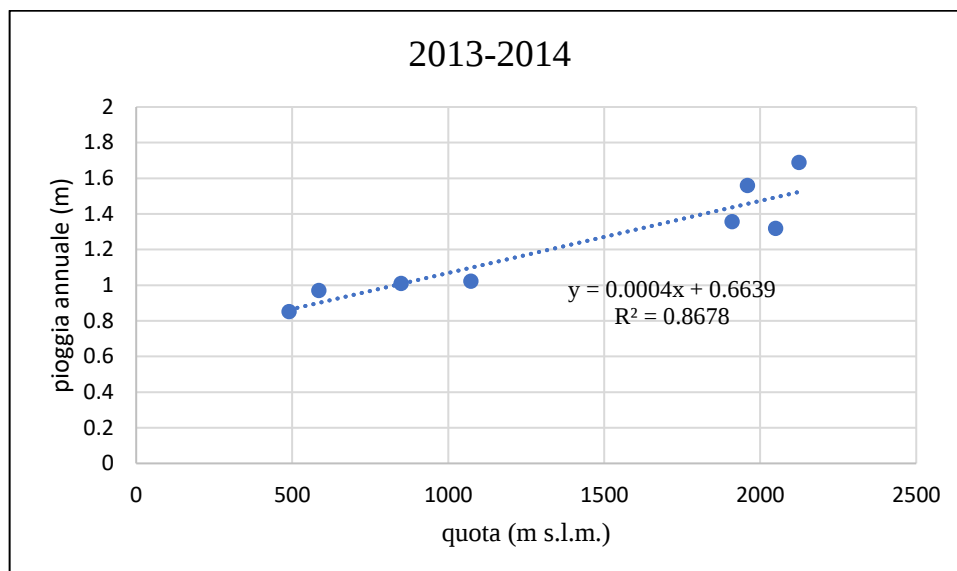


Figura 5.14 – Grafico pioggia-quota per l'anno idrologico 2013-2014.

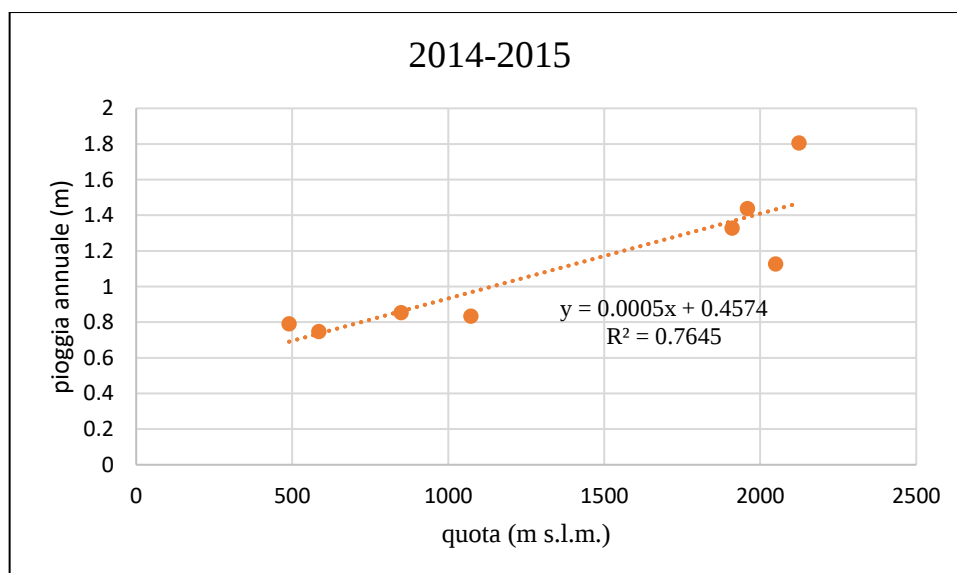


Figura 5.15 – Grafico pioggia-quota per l'anno idrologico 2014-2015.

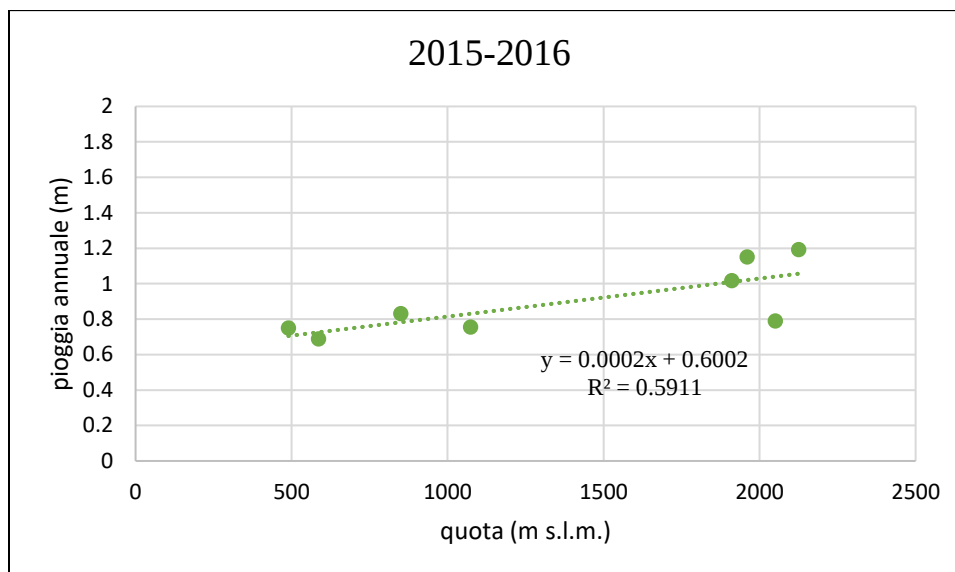


Figura 5.16 – Grafico pioggia-quota per l'anno idrologico 2015-2016

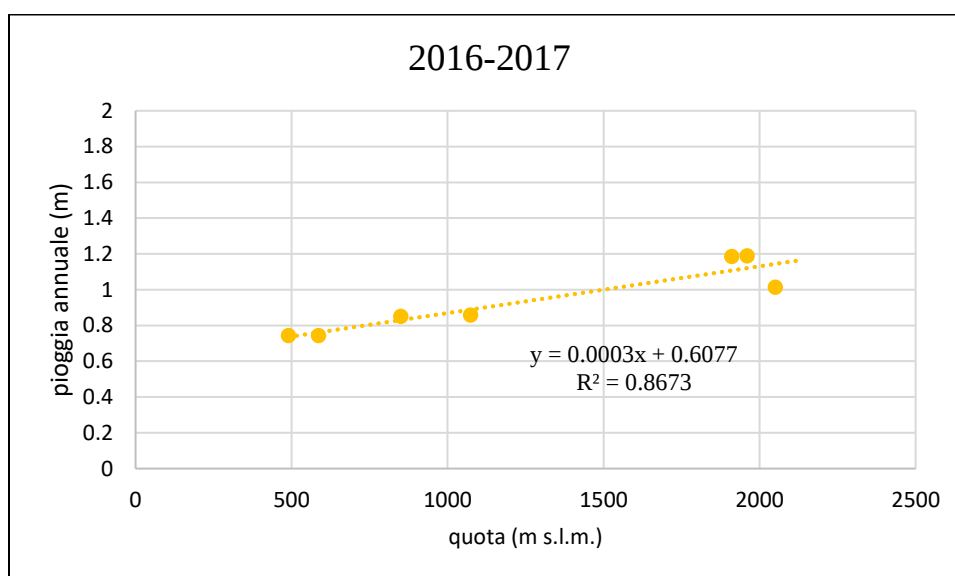


Figura 5.17 – Grafico pioggia-quota per l'anno idrologico 2016-2017.

Anno Idrologico	Pioggia = f (Quota) [m]
2013-2014	$y = 0.0004x + 0.6639$
2014-2015	$y = 0.0005x + 0.4574$
2015-2016	$y = 0.0002x + 0.6002$
2016-2017	$y = 0.0003x + 0.6077$

Tabella 5.5 – Relazioni lineari tra altezza di pioggia e quota per ogni anno idrologico.

5.7.1. Afflussi

Per il calcolo degli afflussi sono state usate le relazioni indicate al paragrafo precedente per calcolare le altezze di precipitazione in funzione della quota. La quota di partenza è quella ricavata dal Modello Digitale del Terreno, con passo di 2.5 m. In ambiente ArcGIS viene ritagliato il raster del DTM sulla base dei poligoni di Quaternario e Versante + DSGSD individuati sulla base del rilevamento di campagna. Svolgendo un calcolo tramite il tool “Raster Calculator”, è possibile calcolare un nuovo file che abbia come valore di ogni singolo pixel il valore di altezza di precipitazione, e come area del pixel il quadrato del suo lato pari a 6.25 m^2 (Fig. 5.18 e 5.19). Con le relazioni trovate precedentemente quindi è possibile trasformare i valori di altitudine in valori di altezza di pioggia.

Una volta ottenuto il valore di altezza pluviometrica per ogni pixel del poligono che rappresenta l'area di infiltrazione, questo viene moltiplicato per l'area del singolo pixel al fine di ottenere il volume di pioggia annuo. La somma dei volumi calcolati per ogni punto fornisce la stima del volume totale in quell'area per ciascun anno idrologico.

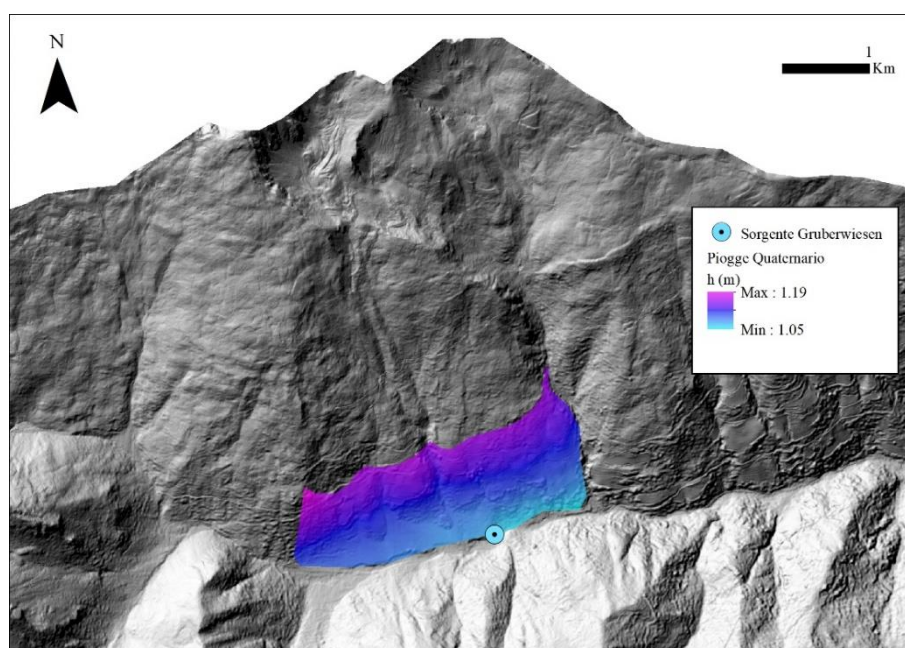


Figura 5.18 – Altezza pluviometrica per il poligono rappresentante i depositi quaternari.

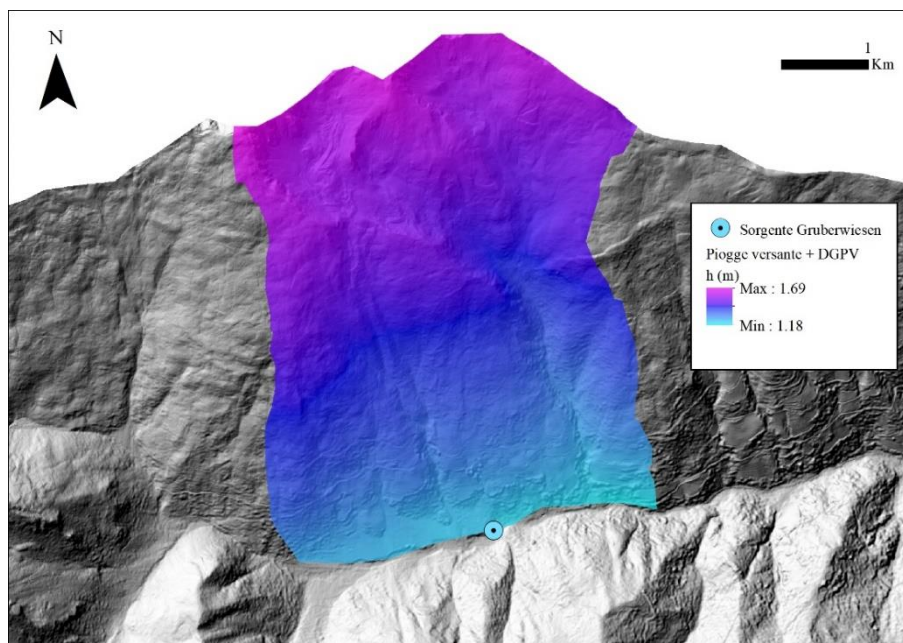


Figura 5.19 – Altezza pluviometrica per il poligono rappresentante il versante coinvolto dalla DSGSD.

Il poligono che è stato individuato in campagna come area coperta da depositi quaternari ha restituito un massimo valore di volume infiltrato sempre inferiore al volume che viene emesso ogni anno dalla sorgente (Tab. 5.6). Questo significa che il solo deposito quaternario non è in grado di fornire tutto il volume di acqua in uscita dalla sorgente. Per la zona individuata dall'intero versante al di sopra della sorgente, comprendendo la DSGSD, si ottengono risultati che mostrano come l'afflusso sia pari circa a quattro volte il volume dell'acqua che viene erogata nello stesso periodo dalla sorgente. Permettendo così di stimare un coefficiente di infiltrazione medio pari a 0.2475, quindi circa del 25% (Tab. 5.6).

Questo dato appare comunque molto elevato, ma lo scopo non era tanto di calcolare il bilancio idrologico quanto di confrontare gli ordini di grandezza tra afflussi e deflussi, per capire se l'area limitata ai depositi quaternari fosse da sola in grado di alimentare una sorgente di tale portata. Dai dati elaborati, l'evidenza è che l'alimentazione della sorgente Gruberwiesen non può avere origine solo con la desaturazione dei depositi quaternari. In Tabella 5.6 il confronto tra gli afflussi calcolati per ogni anno idrologico sulle due aree considerate e i deflussi.

Anno idrologico		2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017
Afflusso (Mm ³)	Quaternario	1.18	1.13	0.84	0.98
	Versante + DSGSD	8.15	8.09	5.59	6.73
Deflusso (Mm ³)	Gruberwiesen	1.65	2.1	1.6	1.65
C.I.		0.2	0.26	0.29	0.24

Tabella 5.6 – Afflussi, deflussi e coefficiente di infiltrazione (C.I.) per gli anni idrologici 2013-2017

5.8. STIMA DEL COEFFICIENTE DI ESAURIMENTO

Dall'osservazione dell'idrogramma della sorgente è stato possibile individuare, nel periodo 18/01/2013 – 18/04/2018, 13 diversi rami di esaurimento (Fig. 5.6 e 5.21).

Questi corrispondono al periodo dell'anno idrologico in cui la portata cala costantemente a partire da un valore di picco fino ad un valore minimo. Nell'area alpina considerata, i periodi di recessione per le sorgenti sono solitamente i mesi invernali, mesi in cui le precipitazioni sono scarse e quando si verificano sono di carattere prevalentemente nevoso a causa delle basse temperature, che le bloccano al suolo sino al termine della stagione invernale. Lunghe stagioni secche solitamente garantiscono periodi relativamente lunghi di recessione nelle sorgenti (Salameh e El-Naser, 1990a). La recessione di una sorgente può essere rappresentata dall'equazione di Maillet (1905; Eq. 5.2):

$$Q_t = Q_0 * e^{-\alpha t}$$

Equazione 5.2 – Equazione di Maillet.

Questa relazione è in grado di fornire un'analisi quantitativa della fase di recessione dell'idrogramma di una sorgente, dove Q_t è la portata al tempo t , Q_0 è la portata all'inizio della recessione, t è il tempo intercorso tra Q_t e Q_0 , e è la base del logaritmo Neperiano ed α è il coefficiente di esaurimento (recessione) che ha le dimensioni (T^{-1}). Il coefficiente α è funzione della trasmissività dell'acquifero, del coefficiente di immagazzinamento S o del rilascio specifico S_y , e delle dimensioni e geometria del bacino di alimentazione. Grandi valori di α indicano valori più alti di conducibilità idraulica e quindi, negli

ammassi rocciosi, sono anche una misura del grado di fratturazione. Nella forma di logaritmo in base 10 l'equazione di Maillet si riscrive come (Eq. 5.3):

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0.4343t * \alpha$$

Equazione 5.3 – Equazione di Maillet in base log.

Il coefficiente di esaurimento α può essere direttamente ricavato dalla precedente come (Eq. 5.4):

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0.4343 (t_2 - t_1)}$$

Equazione 5.4 – Coefficiente di esaurimento secondo Maillet.

Le curve di recessione vengono solitamente proiettate come linee rette su di un grafico semi-logaritmico con il tempo in scala aritmetica. Ci sono casi in cui questi grafici semi-log presentano due o più segmenti con diversa pendenza e quindi diversi valori di α , ciò sta ad indicare caratteristiche idrogeologiche complesse (permabilità e immagazzinamento) dell'acquifero. Valori più alti di α nei periodi iniziali di recessione indicano drenaggio veloce (flusso rapido) da condotti e ampie fratture, mentre i valori più bassi verso la parte finale dei rami di esaurimento (flusso lento) sono dovuti a flusso diffuso attraverso fratture più ridotte e porosità all'interno dei condotti (Fig. 5.20; Singhal e Gupta, 2010b).

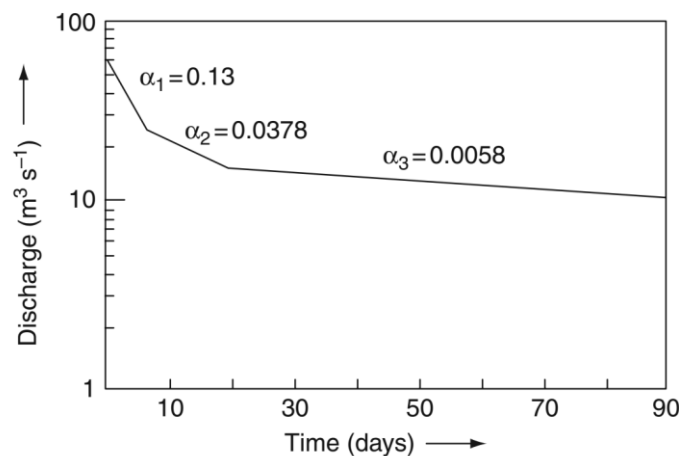


Figura 5.20 - Idrogramma composito della sorgente Ombla, Croazia. (da Milanovic, 1981)

I 13 rami di esaurimento individuati nell'idrogramma della sorgente (Fig. 5.6) sono stati suddivisi ed analizzati singolarmente (Tab. 5.7). Il periodo di esaurimento ha una durata media di 1200 ore, corrispondenti a circa 50 giorni. Questo è il periodo in cui mediamente l'acquifero non riceve impulsi di ricarica ma si limita a trasferire alla sorgente l'acqua immagazzinata precedentemente.

Ramo d'esaurimento	Data inizio	Data fine
Ramo1	26/06/2013	16/10/2013
Ramo2	12/11/2013	18/02/2014
Ramo3	31/05/2014	13/07/2014
Ramo4	25/08/2014	24/10/2014
Ramo5	14/11/2014	13/04/2015
Ramo6	25/05/2015	07/07/2015
Ramo7	26/10/2015	16/01/2016
Ramo8	23/01/2016	20/03/2016
Ramo9	20/06/2016	15/08/2016
Ramo10	22/08/2016	26/10/2016
Ramo11	16/11/2016	09/03/2017
Ramo12	20/09/2017	02/12/2017
Ramo13	01/01/2018	05/02/2018

Tabella 5.7 – Rami d'esaurimento e date d'inizio e fine dei periodi di recessione corrispondenti.

I dati relativi ai rami di esaurimento della sorgente sono stati plottati in grafici semilogaritmici che legano la portata in diminuzione in scala logaritmica sull'asse delle ordinate con il tempo espresso in ore sull'asse delle ascisse.

Si nota come l'andamento sia omogeneo tra le varie serie considerate, espressione questa di un comportamento relativamente costante dell'acquifero. Nonostante ciò è possibile apprezzare lievi differenze nel coefficiente angolare delle curve di esaurimento, sintomo di variazioni nel trasferimento della massa d'acqua dall'acquifero alla sorgente.

In Figura 5.21 sono mostrati gli andamenti di tutti i rami di esaurimento della sorgente derivati dall'idrogramma. A ciascun ramo viene associata una curva di regressione corrispondente ad una funzione esponenziale, oltre ad un coefficiente di determinazione (R^2) che fornisca un'indicazione sulla bontà dell'adattamento della distribuzione dei dati alla curva teorica di Maillet. Il fittaggio avviene attraverso una regressione ai minimi quadrati. Laddove all'interno dello stesso ramo si sono individuate pendenze diverse, queste sono state riprodotte funzioni diverse.

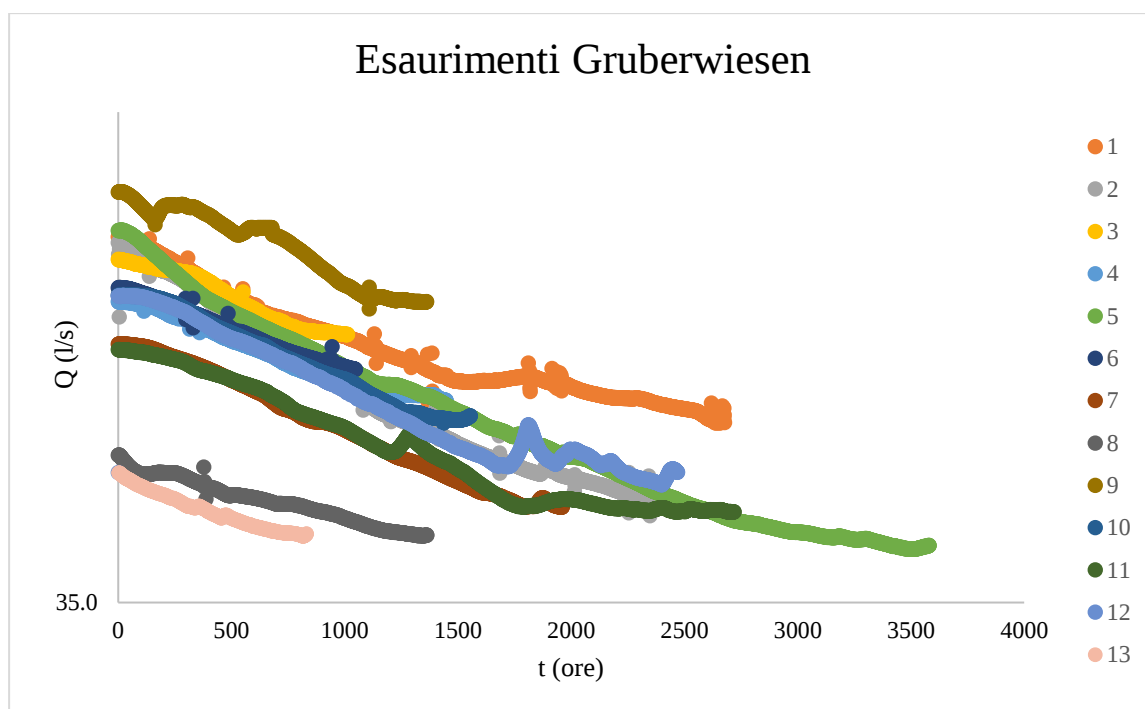


Figura 5.21 – Rami di esaurimento per la sorgente Gruberwiesen.

Nelle figure da 5.22 a 5.34 vengono mostrati i rami di esaurimento presi singolarmente ed i relativi fittaggi del modello esponenziale di Maillet.

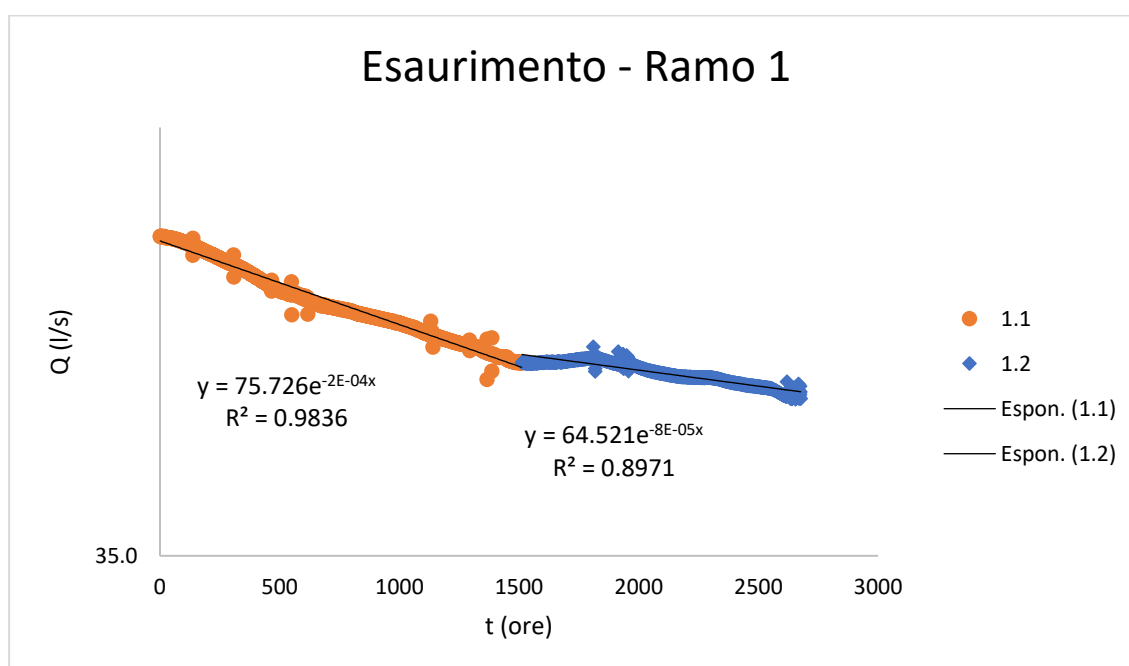


Figura 5.22 – Curva di esaurimento per il Ramo 1.

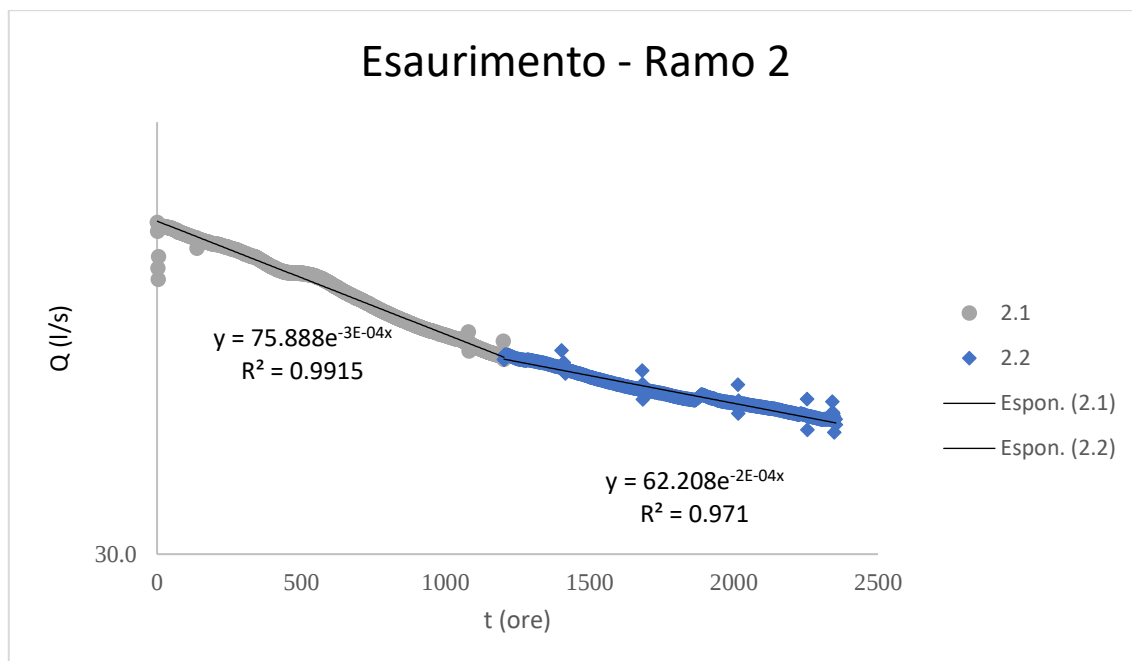


Figura 5.23 – Curva di esaurimento per il Ramo 2.

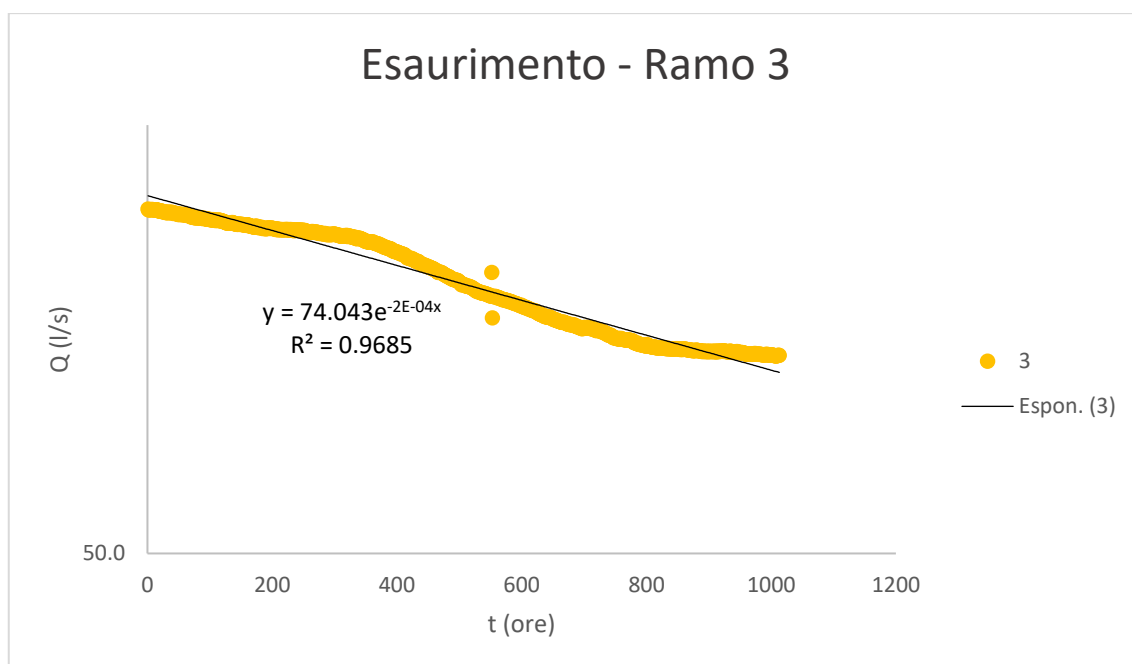


Figura 5.24 – Curva di esaurimento per il Ramo 3.

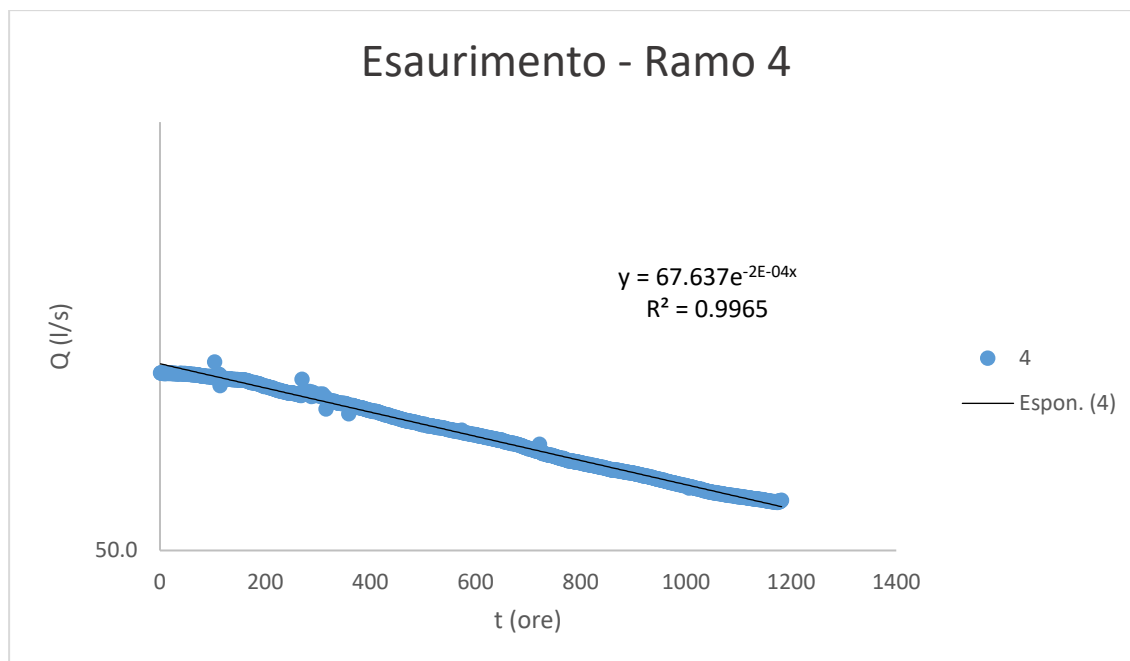


Figura 5.25 – Curva di esaurimento per il Ramo 4.

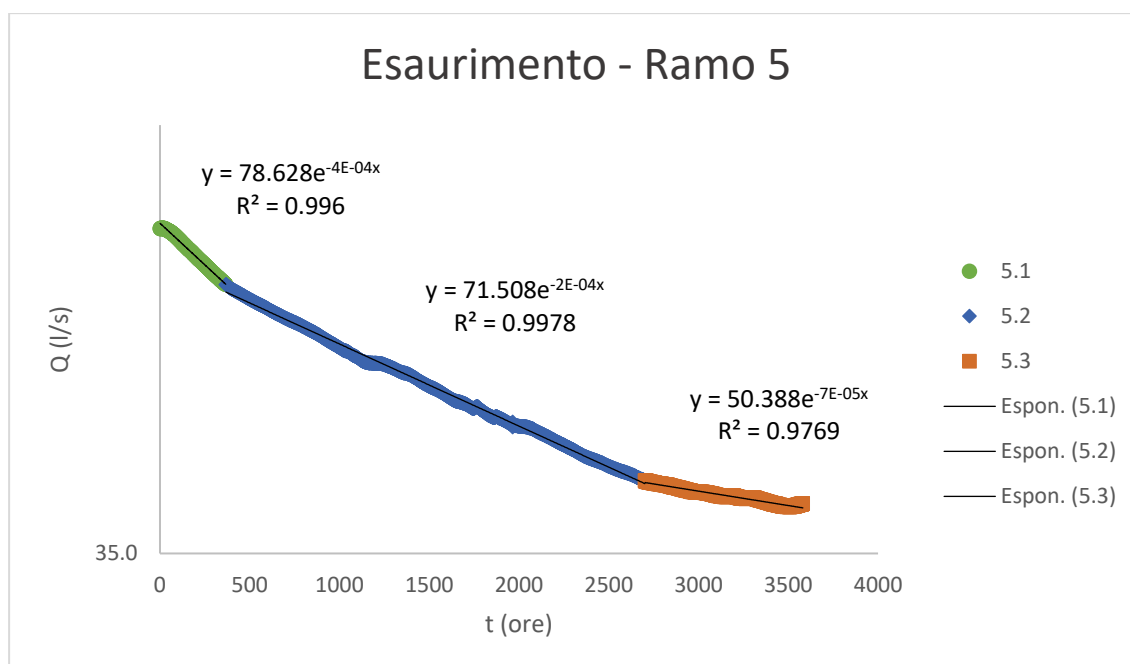


Figura 5.26 – Curva di esaurimento per il Ramo 5.

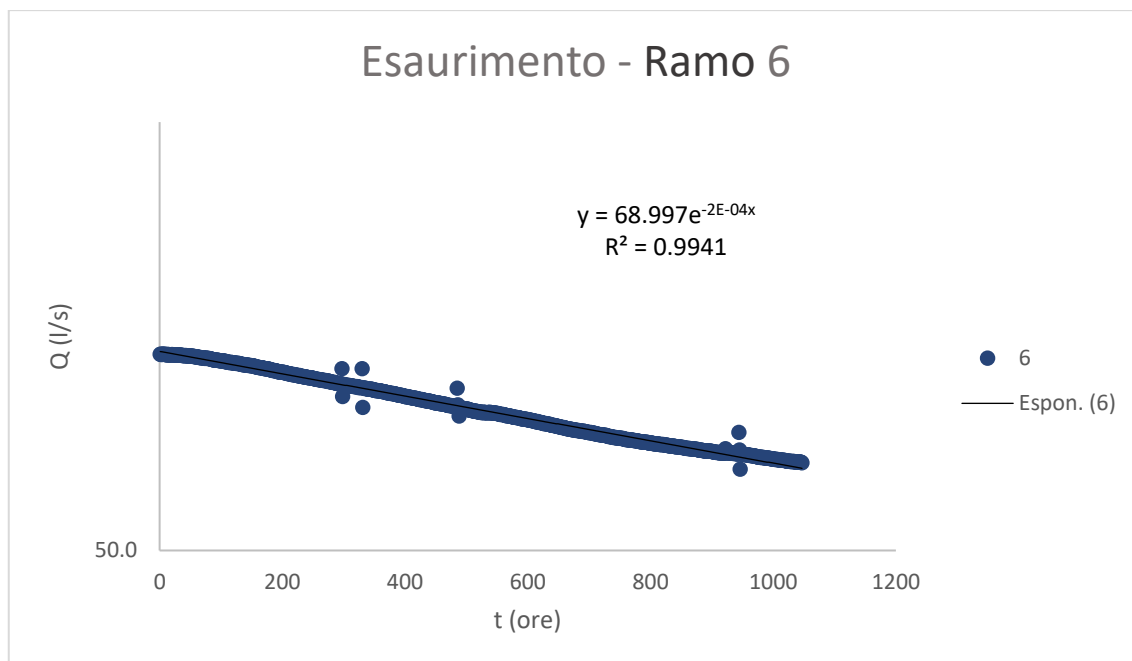


Figura 5.27 – Curva di esaurimento per il Ramo 6.

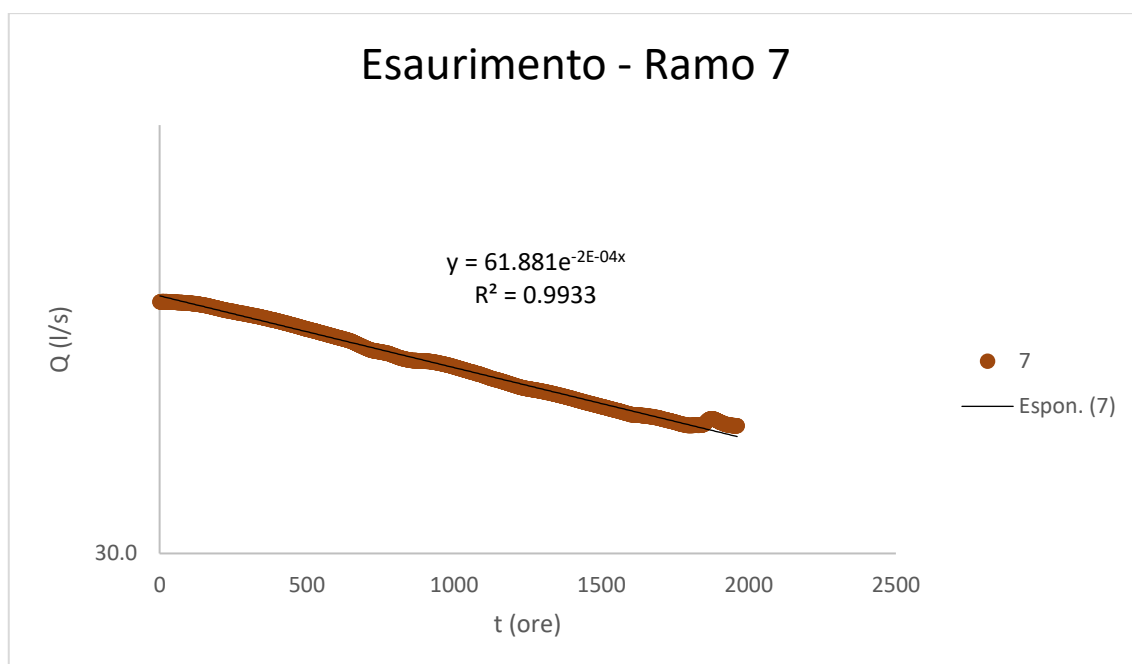


Figura 5.28 – Curva di esaurimento per il Ramo 7.

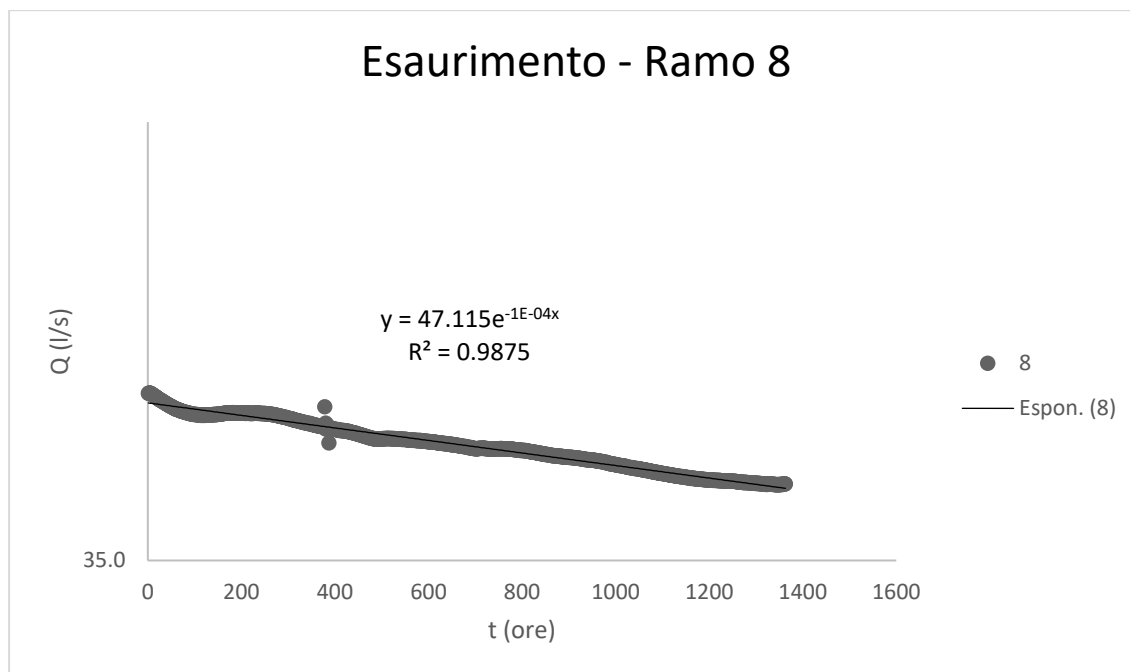


Figura 5.29 – Curva di esaurimento per il Ramo 8.

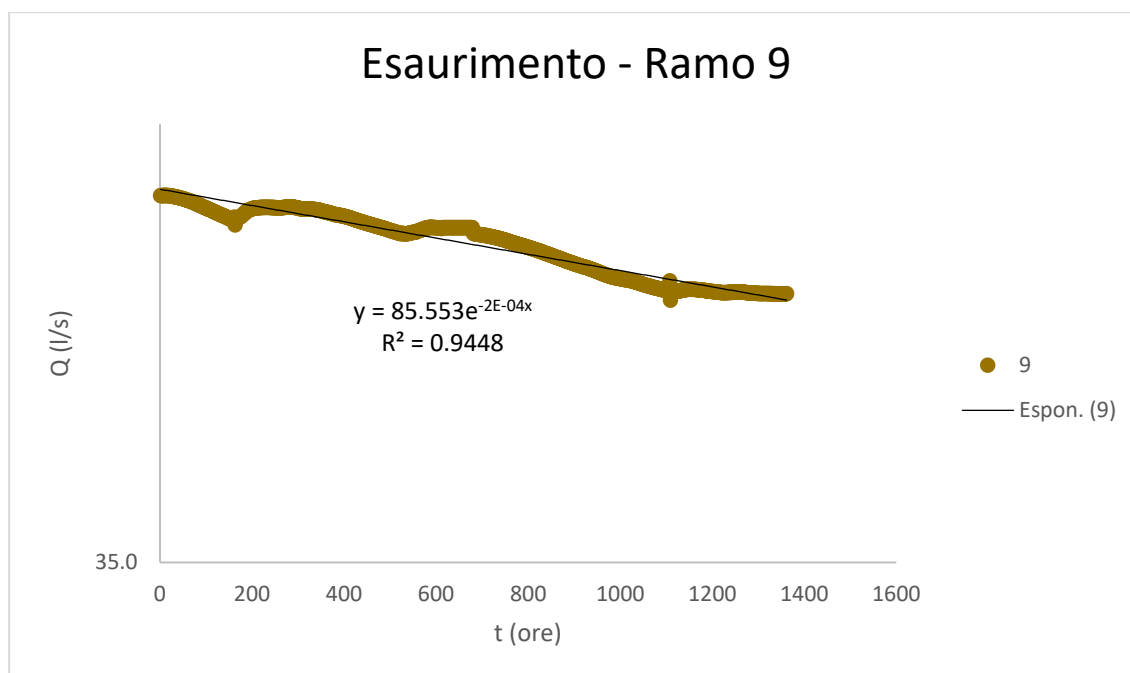


Figura 5.30 – Curva di esaurimento per il Ramo 9.

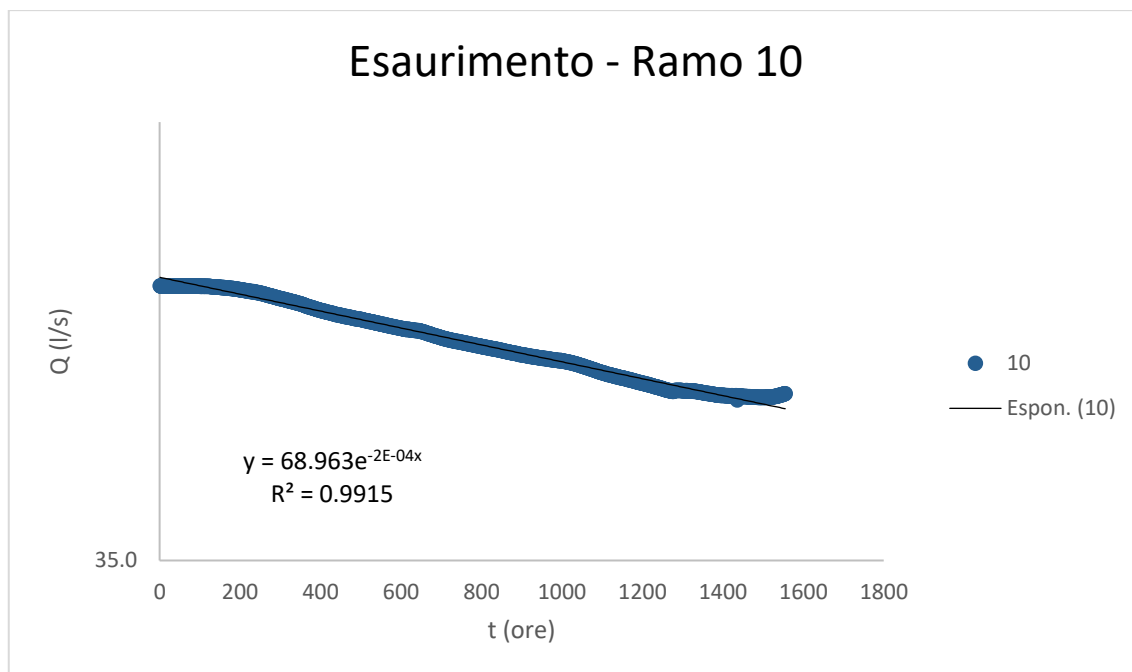


Figura 5.31 – Curva di esaurimento per il Ramo 10.

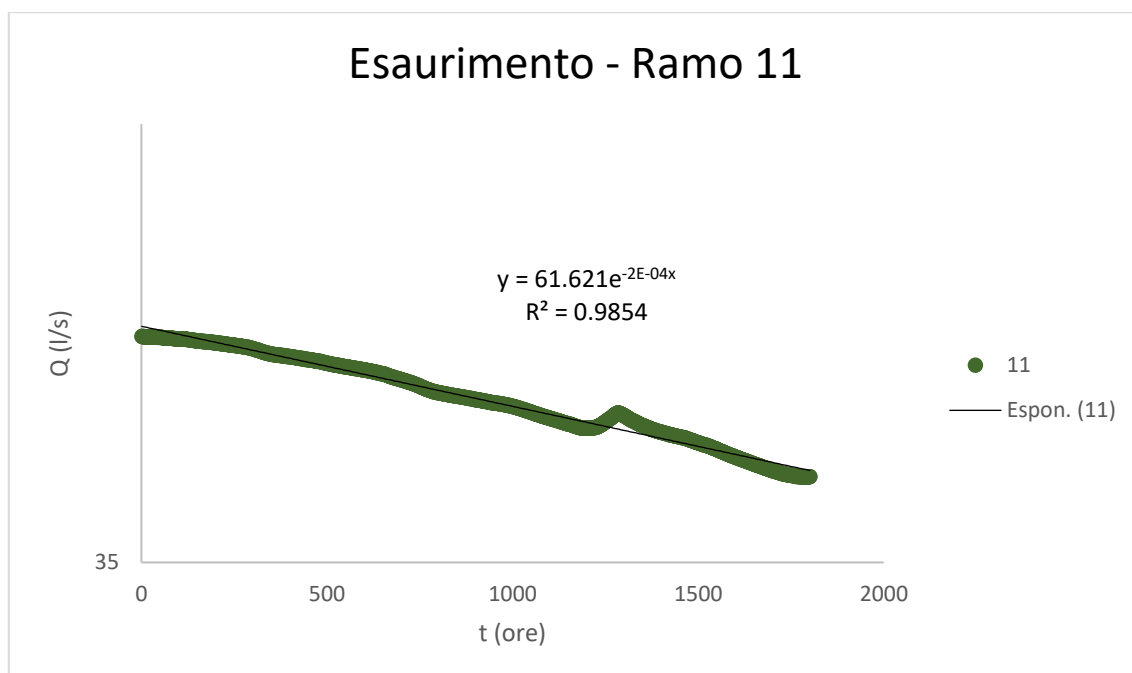


Figura 5.32 – Curva di esaurimento per il Ramo 11.

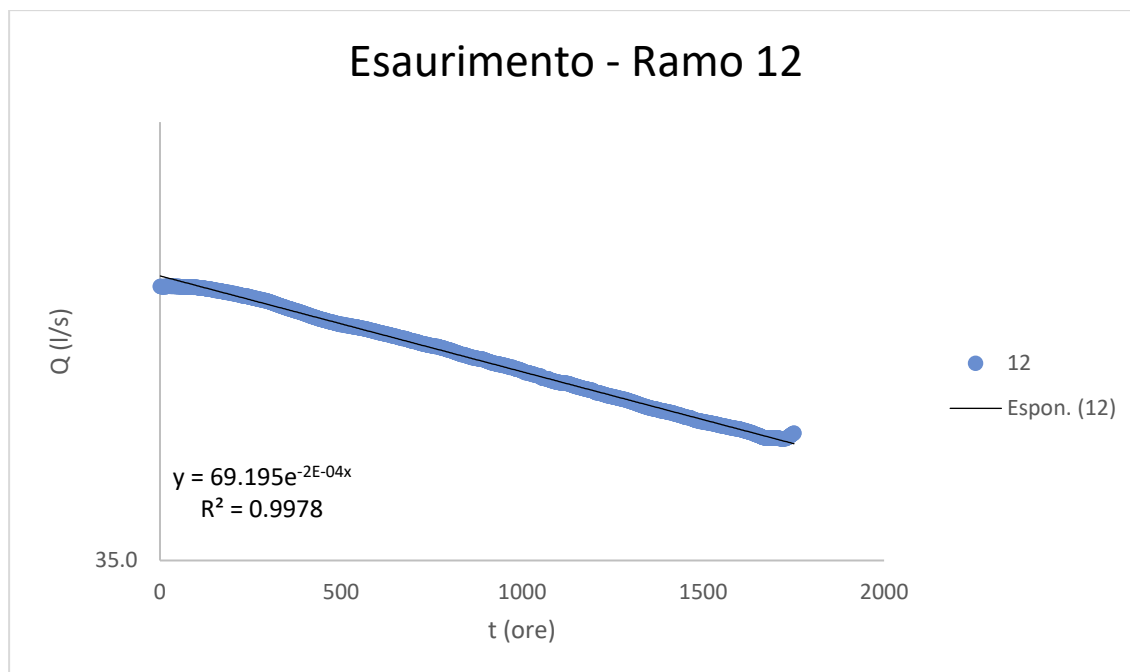


Figura 5.33 – Curva di esaurimento per il Ramo 12.

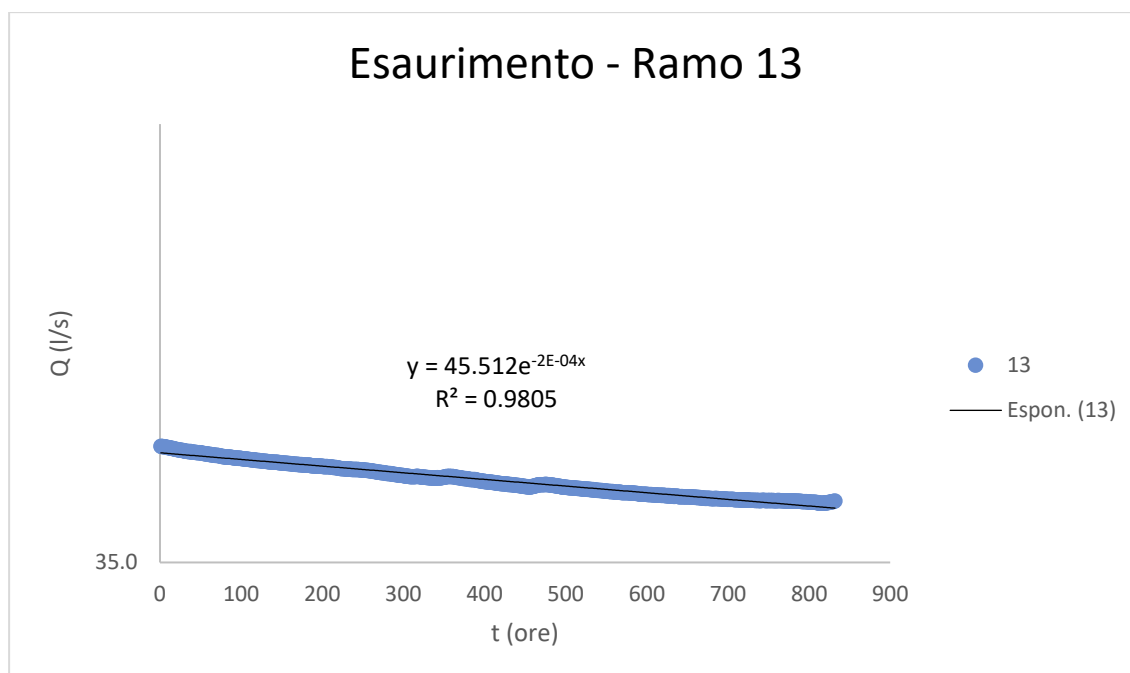


Figura 5.34 – Curva di esaurimento per il Ramo 13.

Come si nota in Figura 5.26 l'esaurimento rappresentato dal Ramo 5 presenta un andamento composito, come quello mostrato in Figura 5.20. Essendo il ramo più lungo temporalmente, è in grado di fornire un'immagine completa del comportamento

dell'acquifero durante una recessione duratura. Questo passa da un α pari a 4.0E-04 1/g nella prima fase, dove il drenaggio è più intenso e i flussi più rapidi, ad un valore dell'ordine 7.0E-05 1/g, attraverso una fase intermedia in cui α è pari a 2.0E-04 1/g. La diminuzione del coefficiente di esaurimento in questo caso può essere interpretata in due modi:

- * il drenaggio deriva da fratturazione di ordine inferiore rispetto alla prima fase, con rilascio meno rapido di acqua da una fessurazione più fitta;
- * nel periodo che coincide con la coda della recessione entra in gioco i primi contributi della ricarica, che sommandosi al bilancio idrico fanno risultare l'esaurimento meno intenso.

Il valore medio del coefficiente di esaurimento è pari a 1.97E-04, mentre la moda è pari a 2E-04 (Tab. 5.8); si tratta di un valore basso, indicativo di circuiti lenti e privi di qualsiasi fenomeno di carsismo. Inoltre, dato il bassissimo grado di variazioni nelle fasi della recessione, mostra come non vi sia nell'acquifero una gerarchia tra le fratture.

Il contributo del quaternario non è apprezzabile, in quanto non si vedono variazioni significative nel coefficiente di esaurimento, che come detto in precedenza è funzione della conducibilità idraulica. Un'alimentazione data da desaturazione di depositi permeabili come quelli delle coperture quaternarie dovrebbe fornire coefficienti α maggiori e rami ben più inclinati (Salameh e El-Naser, 1990b).

In base agli alti valori di R^2 corrispondenti all'adattamento tra i punti sperimentali e le curve esponenziali, è possibile affermare che il modello esponenziale di Maillet sia efficace nella descrizione delle curve di esaurimento di questa sorgente, e che il suo comportamento può essere interpretato con buona approssimazione.

Tratto	α
1.1	2.00E-04
1.2	8.00E-05
2.1	3.00E-04
2.2	2.00E-04
3	2.00E-04
4	2.00E-04
5.1	4.00E-04
5.2	2.00E-04
5.3	7.00E-05
6	2.00E-04
7	2.00E-04

8	1.00E-04
9	2.00E-04
10	2.00E-04
11	2.00E-04
12	2.00E-04
13	2.00E-04

Tabella 5.8 – Coefficienti di esaurimento trovati per le recessioni della sorgente Gruberwiesen.

5.9. AUTOCORRELAZIONE E CROSS-CORRELAZIONE

Un altro metodo per interpretare il comportamento della sorgente e trovare indicazioni sul suo bacino di alimentazione consiste nel calcolare le funzioni di autocorrelazione (ACF) e cross-correlazione (CCF) tramite il software PAST (Hammoer, 2001). Queste due tecniche hanno bisogno di serie di dati costanti ed acquisite ad intervalli di tempo regolari. È stato possibile quindi eseguirle sui dati di portata in uscita dalla sorgente Gruberwiesen registrati in continuo e nel caso delle CCF sui valori di precipitazione registrati nel pluviometro di Bressanone-Varna nello stesso periodo.

5.9.1. Autocorrelazione

Al fine di individuare eventuali periodicità all'interno del segnale costituito dalle variazioni di portata della sorgente, è stata calcolata la ACF. Questa consiste nel confronto di una serie di dati con sé stessa per valori negli istanti di tempo successivi e fornisce il grado di similarità dei dati al passare del tempo (Davis, 2002).

L'intervallo di tempo tra un'acquisizione del dato e la successiva prende il nome di *lag* e viene indicato con il simbolo τ . La funzione di autocorrelazione è stata ricavata a partire dai dati giornalieri di portata della sorgente.

L'autocovarianza (cov_τ) per un lag τ è definita come la varianza tra tutte le osservazioni y_τ e tutte le osservazioni $y_{\tau+t}$, secondo l'Eq. 5.4 (Davis, 2002):

$$cov_\tau = \frac{1}{n - \tau} \sum_{t=1+\tau}^n y_t y_{t-\tau} - \bar{Y}_t \bar{Y}_{t-\tau}$$

Equazione 5.4 – Covarianza per un lag τ .

Una formulazione equivalente è data dall'Eq. 5.5:

$$cov_{\tau} = \frac{(n - \tau)(\sum_{t=1+\tau}^n y_t y_{t-\tau}) - \sum_{t=1+\tau}^n y_t \sum_{t=1+\tau}^n y_{t-\tau}}{(n - \tau)(n - \tau - 1)}$$

Equazione 5.5 – Covarianza per un lag τ .

L'autocorrelazione (r_{τ}), invece, è data dal rapporto tra l'autocovarianza (cov_{τ}) e la varianza della serietemporale ($varY$), secondo l'Eq. 5.6:

$$r_{\tau} = \frac{cov_{\tau}}{varY} = \frac{[\sum_{t=1+\tau}^n y_t y_{t-\tau} - (n - \tau) \bar{Y}_t \bar{Y}_{t-\tau}]/(n - \tau - 1)}{[\sum_{t=1}^n (y_t - \bar{Y})^2]/(n - 1)}$$

Equazione 5.6 – Funzione di autocorrelazione.

Che può essere ricavata anche dall'Eq. 5.7:

$$r_{\tau} = \frac{(n - \tau) \sum y_t y_{t-\tau} - (\sum y_t \sum y_{t-\tau})}{\sqrt{((n - t) \sum y_t^2 - (\sum y_t)^2)((n - t) \sum y_{t-\tau}^2 - (\sum y_{t-\tau})^2)}}$$

Equazione 5.7 – Funzione di autocorrelazione.

I coefficienti di autocorrelazione, compresi tra -1 e +1, sono solitamente plottati su un grafico bidimensionale, detto correlogramma, in funzione dei lags. Nei correlogrammi, il massimo valore di autocorrelazione si trova sempre a lag 0, in quanto in quel punto ogni valore della serie viene confrontato con sé stesso. Un modo per delimitare la significatività dell'autocorrelazione è quello di individuare l'intervallo di confidenza al 95% (ci95) attraverso l'Eq. 5.8 (Davis, 2002):

$$ci95 = \pm 1.76 \sqrt{\frac{1}{n - \tau + 3}}$$

Equazione 5.8 – Intervallo di confidenza al 95%.

Quando il coefficiente di autocorrelazione cade all'interno del ci95% significa che l'autocorrelazione è statisticamente indistinguibile da 0 e quindi il processo può essere considerato casuale. Un altro criterio, presentato da Panagopoulos e Lambrakis (2006)

per serie temporali di dati idrogeologici, prevede di considerare significativi solo i valori di autocorrelazione superiori a 0.2. L'analisi dell'autocorrelazione nelle serie di portata può essere utile per verificare l'inerzia del sistema. In un sistema molto autocorrelato, infatti, si registreranno lente variazioni di portata, mentre in uno poco autocorrelato si avranno rapidi cambiamenti della stessa.

La funzione di autocorrelazione per le portate orarie è visualizzata nel correlogramma di Figura 5.35 e mostra come entro 70 giorni vi sia un'autocorrelazione positiva, e che dopo questo intervallo di tempo le variazioni di portata possano definirsi casuali. L'autocorrelazione ha un andamento oscillatorio, questo significa che i valori di portata in uscita dalla sorgente seguono un andamento periodico, alternando periodi di aumento a periodi di diminuzione. Questa periodicità si dimostra essere stata regolare nel corso degli ultimi cinque anni di raccolta dei dati. Non è tuttavia possibile vedere un trend generale di variazione nell'andamento dei dati, ossia un globale incremento o diminuzione del tasso di variazione all'interno delle portate orarie. Ciò significa che le variazioni annuali all'interno della portata mantengono sempre lo stesso tasso di crescita e diminuzione, e non si sta andando verso variazioni di risposta rispetto alla ricarica, ossia l'acquifero tende a mantenere caratteristiche costanti. Il fatto che la funzione di autocorrelazione oscilli attorno all'intervallo di confidenza è un'ulteriore prova dell'assenza di circuiti preferenziali all'interno dell'acquifero: l'autocorrelazione è per sua natura un indice della casualità in una distribuzione di dati (Box e Jenkins, 1976), ed essendo le piogge un fenomeno casuale, se la portata in uscita dalla sorgente dipendesse direttamente dall'infiltrazione delle piogge, ci sarebbe un livello di autocorrelazione molto più scarso e irregolare. L'effetto delle piogge è quindi mediato da uno spessore di insaturo che causa un tempo lungo di infiltrazione e che uniforma gli impulsi di portata in ingresso regolarizzando il tasso di ricarica.

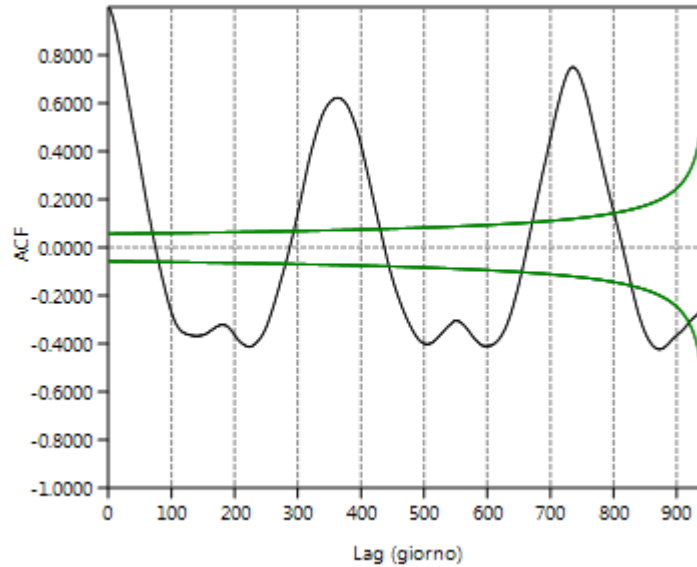


Figura 5.35 – Autocorrelazione per le portate orarie.

5.9.2. Cross-Correlazione

La cross-correlazione (CCF) consiste nel confrontare tra loro due serie di dati, facendole iniziare nello stesso momento e sfasandole progressivamente con un intervallo costante, per valutare il ritardo temporale in cui le due sequenze risultano avere maggiore correlazione (Davis, 2002).

La CCF è stata calcolata per valutare il grado di corrispondenza tra la variazione di portata e l'andamento delle precipitazioni registrate presso la stazione di Bressanone-Varna. Per effettuare tali analisi è necessario avere serie di dati continue ed acquisite ad intervalli di tempo regolari e costanti, detti *lags* (τ). Nel caso in questione sono stati utilizzati *lags* giornalieri.

La CCF nel momento di sovrapposizione m (r_m), definendo n il numero di momenti di sovrapposizione tra due serie Y_1 e Y_2 , è data dall'Eq. 5.9 (Davis, 2002):

$$r_m = \frac{cov_{1,2}}{s_1 s_2} = \frac{n \sum Y_1 Y_2 - \sum Y_1 \sum Y_2}{\sqrt{[n \sum Y_1^2 - (\sum Y_1)^2][n \sum Y_2^2 - (\sum Y_2)^2]}}$$

Equazione 5.9 – Funzione di Cross-correlazione.

Dove $cov_{1,2}$ è la covarianza tra le porzioni sovrapposte delle serie Y_1 e Y_2 ed s_1 e s_2 sono le corrispondenti deviazioni standard. Analogamente ai correlogrammi, i risultati delle CCF vengono rappresentati su grafici bidimensionali, i cross-correlogrammi, in cui

sull'asse delle y è riportato il coefficiente di cross-correlazione, compreso tra -1 e +1, e sull'asse delle x il *lag*, vale a dire lo sfasamento tra le serie. Il segno del coefficiente di cross-correlazione fornisce un'indicazione di come le serie sono correlate: coefficienti positivi indicano che le sequenze si comportano allo stesso modo (entrambe aumentano o diminuiscono), mentre coefficienti negativi indicano che le serie hanno andamenti opposti (all'aumentare di una l'altra diminuisce).

Il cross-correlogramma tra i valori di portata e di altezza pluviometrica permette di ricavare informazioni sui rapporti tra piogge e portata. Quello che si vede in Figura 5.36 è come la correlazione tra le piogge e la portata (barre blu) sia scarsissima e che la cross-correlazione sia negativa. La correlazione è ritenuta accettabile nei punti in cui i valori di *p-value* (linea rossa) siano vicini all'asse delle ascisse (tipicamente ≤ 0.05), indicando forte evidenza di opposizione all'ipotesi di correlazione nulla, ipotesi che può essere rigettata (Hubbard et al., 2003).

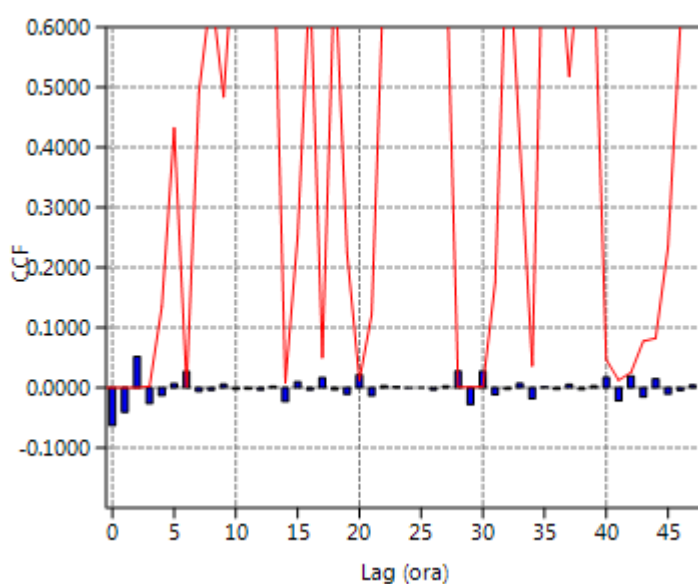


Figura 5.36 – Cross-correlazione tra piogge e portate giornaliere-

Vale a dire che un aumento delle piogge a *lag* 0, cioè ad un'ora, non solo non influenza l'andamento delle portate, ma eventualmente indica che nei giorni di pioggia la portata della sorgente è solita diminuire. La scarsissima correlazione tra le due serie tuttavia non rende questo risultato particolarmente indicativo.

Una indicazione però che si può ricavare è un'altra conferma del fatto che le portate non dipendano in primo luogo da variazioni delle precipitazioni, attribuendo al bacino di alimentazione caratteristiche vicine a quelle degli *hard rock aquifers* (Kransny et al., 2003; Neumann, 2005; Shakeel et al, 2008), con tempi lunghi di infiltrazione e un'elevata distanza tra la superficie topografica e la tavola d'acqua, rappresentata dallo spessore dell'insaturo.

5.10. EVOLUZIONE E CAMBIAMENTI CLIMATICI

Per quanto la sorgente Gruberwiesen sia una fonte di acqua potabile di ottima qualità ed abbondante considerata inesauribile degli abitanti della zona, e nonostante i valori di portata massima e minima registrati negli ultimi cinque annidi monitoraggio siano rimasti pressoché costanti, un parametro si è mostrato in netto calo. Si è notato infatti che dividendo il volume in uscita per il numero di giorni dell'anno idrologico, la portata media giornaliera che ne deriva sta subendo un calo continuo di anno in anno.

La diminuzione di portata media mostrata in Figura 5.37 evidenzia un calo nella portata media giornaliera di circa 1 l/s per anno idrologico.

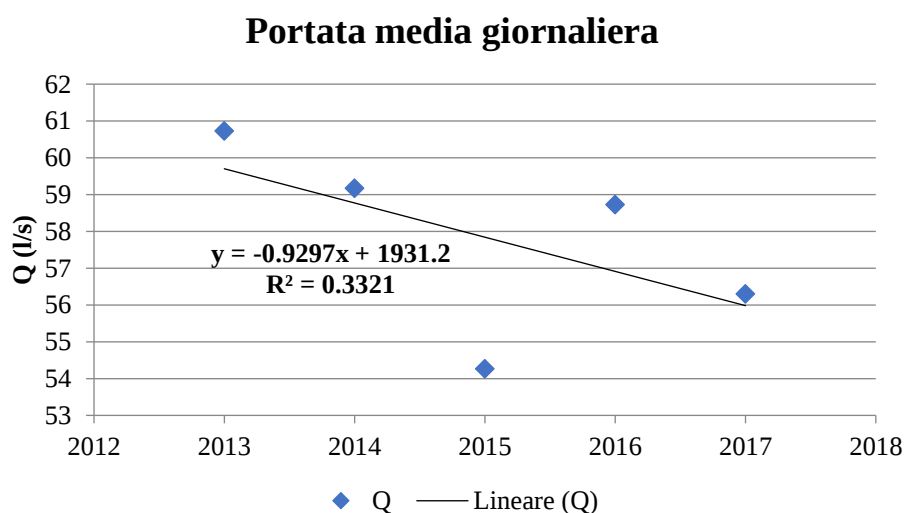


Figura 5.37 – Portata media giornaliera della sorgente Gruberwiesen.

Si è cercato di indagare il motivo di un simile andamento, che non è visibile da una prima analisi dei dati. La diminuzione infatti ha bisogno di un'analisi più approfondita per essere evidenziata. Dato che il volume in uscita dalla sorgente non sembra variare durante gli

ultimi cinque anni, cioè che l'area sottesa alla curva dell'idrogramma non subisce grosse variazioni al passare degli anni idrologici, ciò che varia devono essere necessariamente i volumi in ingresso nel sistema.

Facendo un confronto sui dati di pioggia della vicina stazione pluviometrica di Bressanone-Varna, si nota in Figura 5.38 come le precipitazioni cumulate calcolate sugli anni idrologici di riferimento stiano subendo un calo continuo, passando da 967 mm per l'anno idrologico 2013-2014 a 710 mm per l'anno idrologico 2017-2018. Per i dati in nostro possesso, tenendo conto delle approssimazioni e dell'elevato carattere di località di questo tipo di dato, si tratta comunque di un calo che si attesta attorno al 26.6%.

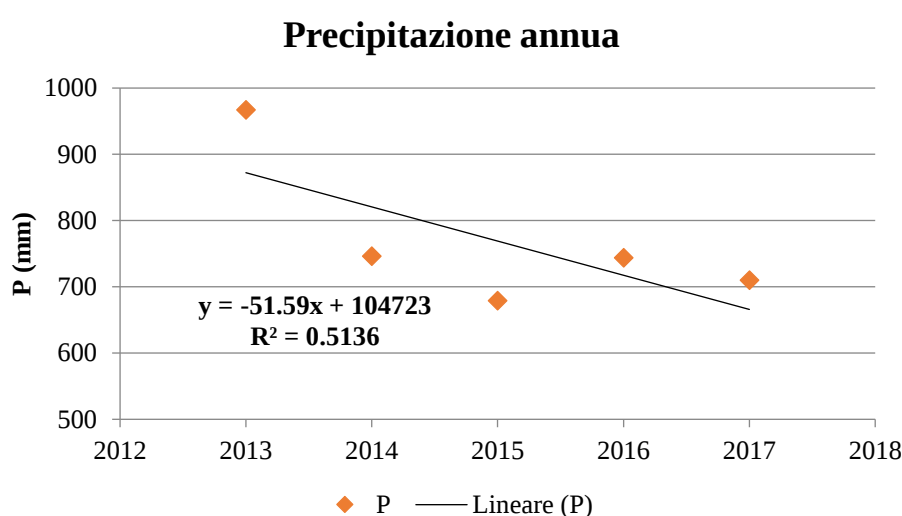


Figura 5.38 – Precipitazione cumulata annua presso la stazione di Bressanone-Varna.

Per quanto riguarda le temperature medie nella zona, registrate presso la stazione meteorologica di Bressanone-Varna, queste hanno subito un incremento costante dal 01/01/2013 ad oggi, come mostrato in Figura 5.39.

Si assiste quindi a delle variazioni climatiche, forse ancora poco apprezzabili, ma sicuramente da tenere in considerazione. La sorgente, per la grande inerzia che la contraddistingue, non è ancora soggetta a consistenti modifiche nel suo comportamento, mostrando una costanza nell'emissione delle acque che non lascia intuire cambiamenti che possano influire sull'approvvigionamento idrico. Tuttavia, il dato di riduzione della portata media giornaliera, posto in un contesto più ampio di cambiamento climatico, andrebbe approfondito, per permettere una gestione più consapevole della risorsa e una

consapevolezza maggiore sui meccanismi di risposta degli ambienti naturali alle variazioni ambientali che mai come in questo periodo storico sembrano procedere rapidissime e con un avanzamento inesorabile.

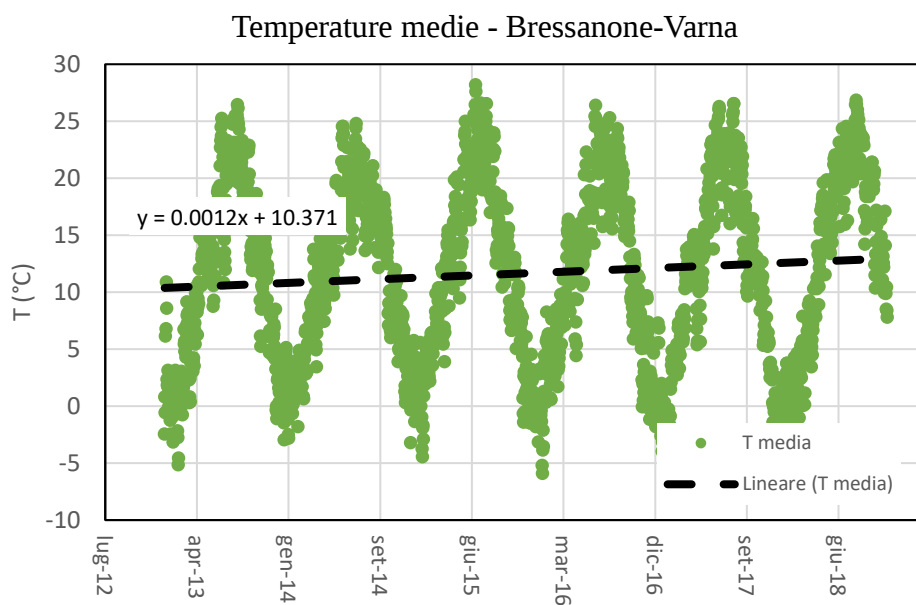


Figura 5.39 – Temperature medie giornaliere.

5.11. CONSIDERAZIONI

il lavoro fatto sulla sorgente Gruberwiesen è stato pensato come elemento di risoluzione rispetto alla domanda: “Da dove viene l’acqua?”, ma una risposta immediata e certa non è possibile. Quello che è stato possibile comprendere riguardo a questa grande sorgente, regina della propria valle, sono le caratteristiche che tendono ad andare nella stessa direzione:

- * Il versante che sovrasta la sorgente è composto perlopiù da roccia sub-affiorante, costituita da filladi probabilmente fratturate in profondità dall’azione di una estesa DSGSD;
- * imponendo uno scorrimento superficiale nullo, l’area di affioramento dei soli depositi quaternari non ha la capacità di accogliere un volume di pioggia paragonabile a quello in uscita dalla sorgente;

- * Il coefficiente di esaurimento è basso e sorprendentemente costante, non c'è una gerarchia nel drenaggio e i flussi sono lenti, come tipicamente avviene negli ammassi rocciosi non carsici;
- * L'acquifero ha una "memoria" di 70 giorni, e l'andamento delle portate ha una ciclicità molto regolare;
- * La variazione delle piogge non causa variazioni immediate nella portata.

Questi elementi fanno propendere per l'individuazione del bacino di alimentazione della sorgente nell'intero versante soprastante la stessa, che anche a causa della deformazione imposta dalla DSGSD, può essere considerato a comportamento acquifero.

6. CONCLUSIONI

L'analisi dei dati idrochimici del database di ENSER S.r.l. ha evidenziato come la semplice suddivisione delle acque in base alla facies idrochimica non sia un criterio sufficiente ad individuare tra le acque campionate gruppi nettamente separati. È un criterio utile a grande scala, per distinguere caratteristiche composizionali a livello regionale, ma non alla scala dell'area di studio. Infatti, tra queste acque non è apprezzabile molta variabilità su questa base, in accordo con il modello idrologico concettuale. Questo poiché le acque dei fiumi sono alimentate sia dalle acque di scorrimento superficiale, che spesso derivano proprio dall'emergenza di acque sorgive, sia da deflusso di base. I pozzi poi sono quasi interamente nel fondovalle, nelle vicinanze dell'alveo dell'Isarco, quindi campionano di nuovo queste acque, risultato della somma delle due aliquote di acqua superficiale e sotterranea, che hanno come origine comune l'infiltrazione e la circolazione più o meno profonda di acque meteoriche. Questo è consistente con l'idea di una circolazione idrica lungo i versanti e con il deflusso di base come recapito finale, e quindi con il modello idrologico concettuale adottato. Analogamente, le acque dei piezometri più profondi si discostano dalle acque di sorgenti, fiumi e pozzi sempre seguendo questo schema; sono le uniche infatti ad avere una facies idrochimica sostanzialmente differente da quelle delle altre tre. In questo caso la facies idrochimica è un elemento che assume importanza nella suddivisione delle acque in base al loro grado di maturità geochimica, e che può fornire un punto di partenza per elaborazioni successive.

Tramite la tecnica di statistica multivariata di Cluster Analysis (CA) è invece possibile discriminare le acque in maniera più netta basandosi sulle affinità del chimismo. Tenendo come punti di riferimento fissi gli estremi di una possibile evoluzione delle acque al progredire della loro circolazione all'interno dell'ammasso roccioso, cioè partendo dalle piogge come precursore fino alle acque dei piezometri profondi come traguardo finale, è possibile suddividere concettualmente le acque sulla base della loro maturità composizionale.

L'Analisi alle Componenti Principali (PCA) non è stata in grado di trovare i singoli fattori che spiegassero sempre la variabilità dei dati all'interno del database, ma ha comunque potuto mettere in luce alcuni dei parametri che più pesano sulla distribuzione dei dati nello spazio multivariato, rappresentando quegli elementi che influenzano maggiormente le differenze tra le acque.

Per quanto riguarda la sorgente Gruberwiesen essa mostra un comportamento riconducibile ad un'alimentazione derivante da un *hard rock aquifer*, con recessioni regolari, evidenziate da coefficienti di esaurimento bassi e costanti, un'elevata autocorrelazione delle portate entro un lungo periodo, che quindi non risentono di perturbazioni improvvise. Allo stesso modo è emersa una scarsissima cross-correlazione, ossia non sono risaltate relazioni apprezzabili tra l'andamento delle portate e l'andamento delle precipitazioni.

L'analisi ha inoltre messo in luce come le portate medie giornaliere in uscita dalla sorgente in studio, calcolate sulla base degli anni idrologici, stiano diminuendo di anno in anno, così come le precipitazioni nell'area, e come per contro sia stato osservato un coincidente aumento delle temperature medie della zona. Questo è indubbiamente il sintomo di un cambiamento climatico in atto, particolarmente incidente proprio sulle aree alpine. La risorsa idrica si dimostra quindi quanto mai fragile e bisognosa di tutela e conoscenza approfondita, dato che l'evidenza della riduzione della portata media giornaliera è potuta emergere solo in seguito ad un secondo sguardo, più attento ed analitico.

7. BIBILIOGRAFIA

- Andrews, J. N., e R. L. F. Kay. «Natural production of tritium in permeable rocks». *Nature* 298 (22 luglio 1982): 361.
- Andrews, J.E., T.D. Brimblecombe, T.D. Jickells, P.S. Liss, and B. Reid. *An Introduction to Environmental Chemistry*. Indian J. Environmental Protection, 2004. <https://doi.org/ISBN 0-632-05905-2>.
- ASM Bressanone Spa, rapporto di sostenibilità 2013–2015. 2016.
- Back, W., Origin, of hydrochemical facies of ground water in the Atlantic Coastal Plain, in *Internat. Geol. Cong., Geochemical cycles: Internat. Geol. Cong., 21st Copenhagen 1960, Proc., pt. 1*, p. 87-95. 1960
- Bargossi, G.M. Rottura, A. Vernia, L. Visonà, D. Tranne, C., Guida all'escursione sul distretto vulcanico atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta. *Mem. Soc. Geol. of Italy*. 53. 23-41. 1998.
- Begemann, F., and Libby, F. W., Continental water balance, groundwater inventory and storage times, surface ocean mixing rates, and worldwide water circulation patterns from cosmic ray and bomb tritium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12:227–296. 1957.
- Benciolini L., Poli M. E., Visonà D., Zanferrari A. Looking inside Late Variscan tectonics: structural and metamorphic heterogeneity of the Eastern Southalpine Basement (NE Italy). *Geodinamica Acta*, 19/1, pp.17-32. 2006.
- Benciolini L., Poli M. E., Visonà D., Zanferrari A. Looking Inside Late Variscan tectonics: structural and metamorphic heterogeneity of the Eastern Southalpine Basement (NE Italy). *Geodinamica Acta*, 19/1, pp.17-32. 2006.
- Bertotti G., Siletto G. B., Spalla M. I. Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: the Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano - Lake Como area (Southern Alps). *Tectonophysics* 226, pp. 271-284. 1993.
- Bosellini A., *Dynamics of Tethyan carbonate platforms*. *SEPM Spec. Publ.* 44, 3-13. 1989.
- Box, G. E. P., and Jenkins, G. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. 2nd ed. Oakland: Holden Day, p. 216. 1976.
- Brodie K.H., Rutter E. H. Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. *Tectonophysics* 140, Issues 2-4, pp.193-212, Elsevier. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90229-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90229-0). 1987.
- Carbone, L., *Stima Della Ricarica Negli Ammassi Rocciosi Fratturati: Un Esempio In Valle Isarco (Bz)*, Università Degli Studi Di Padova, 2017

- Carlston, C. W. "The Effect of Climate on Drainage Density and Streamflow." *Hydrological Sciences Journal* 11 (1966): 62–69. <https://doi.org/10.1080/02626666609493481>.
- Castiglioni G.B., Osservazioni morfologiche nella conca di Bressanone. *Mem. Acc. Patavina SS.LL.AA.*, 76, 1-86, Padova. 1964a.
- Castiglioni G.B., Osservazioni sui depositi quaternari di Sciaves (Bressanone, Alto Adige) e su alcuni fenomeni di deformazione in strati argillosi. *Studi Trentini di Scienze Naturali*, 41, 3-24. 1964b.
- Crosta, G.B., P. Frattini, e F. Agliardi. «Deep Seated Gravitational Slope Deformations in the European Alps». *Tectonophysics* 605 ottobre 2013: 13–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.028>.
- Davis, John C. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 3rd ed. New York, NY, USA: John Wiley; Sons, Inc., 2002.
- Desio, A. *Geologia applicata all'ingegneria*. Hoepli Editore, 1973.
- Di Paola S., Spalla M. I. (2000). Contrasting tectonic record in pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (Lake Como, Italy). *Journal of Geodynamics*, 30, pp. 167-189. 2000.
- Diella V., Spalla M. I., Tunesi A. Contrasted thermo-mechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy). *J. Metamorphic Geol.* 10, 203-219. 1992.
- ENSER S.r.l., *GEOLOGIA ED IDROGEOLOGIA, RELAZIONE GEOLOGICA - IDROGEOLOGICA*, 2018.
- Gargini, A., L. Piccinini, L. Martelli, S. Rosselli, A. Bencini, A. Messina, and P. Canuti. "Hydrogeology of Turbidites: A Conceptual Model Derived by the Geological Survey of Tuscan-Emilian Apennines and the Environmental Monitoring for the High Speed Railway Tunnel Connection between Florence and Bologna." *Bollettino Della Societa Geologica Italiana* 125 (2006): 293–327.
- Gargini, A., V. Vincenzi, L. Piccinini, G. M. Zuppi, and P. Canuti. "Groundwater Flow Systems in Turbidites of the Northern Apennines (Italy): Natural Discharge and High Speed Railway Tunnel Drainage." *Hydrogeology Journal* 16 (2008): 1577–99. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0352-8>.
- GAZZETTA UFFICIALE DELLA REPUBBLICA ITALIANA, Serie generale - n. 131, Asse ferroviario Monaco-Verona: accesso sud alla Galleria di base del Brennero - quadruplicamento della linea Fortezza-Verona (CUPJ94F04000020001) - Lotto 1 Fortezza-Ponte Gardena. Approvazione progetto definitivo. (Delibera n. 8/2017).
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*. 4. 1-9.

- Horton, R. E., Drainage basin characteristics, Am. Geophys. Union, Tr., p. 350-361. 1932
- Hubbard, R., & Bayarri, M.J., P values are not error probabilities Institute of Statistics and Decision Sciences, Working Paper, No. 03—26. Durham, NC: Duke University Working Papers Series, 27708—0251. 2003.
- Hubbert, M. King. «The Theory of Ground-Water Motion». The Journal of Geology 48, n. 8, Part 1, 1 novembre 1940: 785–944. <https://doi.org/10.1086/624930>.
- IAEA, International Atomic Energy Agency, Annual Report for 2004. 2005.
- Isotta, Francesco A., Christoph Frei, Viktor Weilguni, Melita Perčec Tadić, Pierre Lassègues, Bruno Rudolf, Valentina Pavan, et al. «The Climate of Daily Precipitation in the Alps: Development and Analysis of a High-Resolution Grid Dataset from Pan-Alpine Rain-Gauge Data: CLIMATE OF DAILY PRECIPITATION IN THE ALPS». International Journal of Climatology 34, n. 5 aprile 2014): 1657–75. <https://doi.org/10.1002/joc.3794>.
- Kazemi, Gholam A., Jay H. Lehr, e Pierre Perrochet. Groundwater Age. John Wiley & Sons, 2006.
- Krásný, Jiří, e John Malcolm Sharp, a c. di. Groundwater in Fractured Rocks: Selected Papers from the Groundwater in Fractured Rocks International Conference, Prague, 2003. International Association of Hydrogeologists Selected Papers 9. London; New York: Taylor & Francis, 2007.
- Laubscher, H. P. «Large-scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: Kinematic models». GSA Bulletin 96, n. 6 1 giugno 1985): 710–18. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<710:LTTITS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<710:LTTITS>2.0.CO;2).
- Maillet, E. T., Essais d'hydraulique souterraine & fluviale. A. Hermann, 1905.
- Mazor, E. Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. 3rd edition, Marcel Dekker, Inc, New York, 453 p. 2004.
- McCune, B.P., e James Grace. Analysis of Ecological Communities. Vol. 289, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0022-0981\(03\)00091-1](https://doi.org/10.1016/S0022-0981(03)00091-1).
- Milanovic, P. T., Karst Hydrogeology, Water Resources Publications, 1981
- Morgan, C. O., and Winner, M. D., Jr., Hydrochemical facies in the "400-foot" and "600-foot" sands of the Baton Rouge area, Louisiana, in Short papers in geology hydrology, and topography: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 450-B, p. B120-B121. 1962.
- Neuman, Shlomo P. “Trends, Prospects and Challenges in Quantifying Flow and Transport through Fractured Rocks.” Hydrogeology Journal 13, no. 1 (2005): 124–47. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0397-2>.

- Panagopoulos, G. Lambrakis, N., The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology - J HYDROL.* 329. 368-376. 10.1016/j.jhydrol.2006.02.023. 2006.
- Piccinini L., Gargini A., Martelli L., Vincenzi V. Alto bacino del fiume Montone. Cartografia idrogeologica per la protezione delle risorse idriche sotterranee nelle unità torbiditiche. Regione Emilia Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. 2012.
- Piper, A. M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions American Geophysical Union*, 25, 914–928. 1944
- Rofner V., Tropper P., Mair V. Petrologie, geochemie und geologie des amphibolit/metagabbro komplexes von Gufidaun (SÜDTIROL, ITALIEN). *Geo.Alp*, Vol. 7, S. 39–53, 2010
- Salameh, E, El-Naser, H. Physical Interpretation of the Discharge Coefficient of an Aquifer, a Maillet Equation. *Hydrogeologie und Umwelt*, Heft 1, 1990.
- Schmidt S. M., Zingg A. Handy M. The kinematics of movement along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, pp. 47-66. 1987.
- Schoeller, H.: *Les Eaux Souterraines. Hydrologie Dynamique et Chimique, Recherche, Exploitation et Évaluation Des Ressources.* 187 Fig. Paris: Masson et Cie, Éditeurs 642 p. 1962.
- Seaber, P. R., Cation hydrochemical facies of ground water in the Englishtown Formation, New Jersey, in *Short papers in geology, hydrology, and topography: U.S. Geol.Survey Prof. Paper 450-B*, p. B124-B126. 1962.
- Shakeel, A, Ramaswamy Jayakumar, and Abdin Salih. *Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers. Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers*, Edited by S. Ahmed, R. Jayakumar, and A. Salih. Berlin: Springer, 2008. ISBN: 978-1-4020-6539-2, 2008. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6540-8_14.
- Siletto et al., Pre-Alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy. In: Von Raumer JF, Neubauer F (eds) *PreMesozoic Geology in the Alps.* Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 585-598. 1993.
- Simler, R., Software “Diagrammes,” Laboratoire d’Hydrologie d’Avignon, Université d’Avignon et pays du Vaucluse, France. <http://www.lha.univ-avignon.fr>. 2013.
- Singhal, B. B. S., e Ravi P. Gupta. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks.* 2nd ed. Dordrecht; New York: Springer, 2010.
- Smith, L. I. A tutorial on Principal Components Analysis (Computer Science Technical Report No. OUCS-2002-12). 2002.

- Stievano, T., La segmentazione della clientela attraverso la cluster analysis: il caso Elettroingross, tesi di laurea in statistica e gestione delle imprese, Università degli studi di Padova, relatore Prof.ssa Bassi F., a.a. 2005/2006.
- Strauhal, T., C. Prager, B. Millen, C. Spötl, C. Zangerl, e R. Brandner. «Aquifer Geochemistry of Crystalline Rocks and Quaternary Deposits in a High Altitude Alpine Environment Kauner Valley, Austria) ». *Austrian Journal of Earth Sciences* 109, n. 1 2016. <https://doi.org/10.17738/ajes.2016.0002>.
- Tartari, G. A., and R. Mosello. “Metodologie Analitiche e Controlli Di Qualità Nel Laboratorio Chimico Dell’Istituto Italiano Di Idrobiologia.” *Documenta Dell’Istituto Italiano Di Idrobiologia* 60 160 pp. 1997.
- Tatawat, R. and P. S. Chandel, C. Quality of ground water of Jaipur-city, Rajasthan, (India) and its suitability for domestic and irrigation purpose. *Applied Ecology and Environmental Research*. 6. 2008.
- Testa, S. M., Dating groundwaters with tritium. In: Lehr, J. H., and Keeley, J. (eds.) *Water Encyclopedia: Groundwater*. John Wiley and Sons, Hoboken, New Jersey, 69–72. 2005.
- Toth, J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.* 68, 4795–4812. 1963.
- Tryon, R., Cluster analysis. New York: McGraw Hill. 1939.
- Vincenzi V., Piccinini L., Gargini A., Sapigni M. Parametric and numerical modelling tools to forecast hydrogeological impact of a tunnel. *AQUA mundi*, Am02017, pp. 135-154. DOI 10.4409/Am-021-10-0017. 2010.
- Ward, J.H. Hierarchical grouping to optimize objective function. *J. Am. Stat. Assoc.*, 69: 236-244. 1963.

SITOGRAFIA

bbt-se.com

daten.buergernetz.bz.it/it/

dati.istat.it

ec.europa.eu/transport/themes/infrastructure_en

fsitaliane.it/content/fsitaliane/it/opere-strategiche/brennero-e-linea-fortezza-verona.html

provincia.bz.it/natura-ambiente/natura-territorio/cartografia/modelli-digitali-altimetrici.asp).